

**MICHAELA KUBISCH**

**DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN  
WÄHREND DER LETZTEN  
250.000 JAHRE**

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
der Christian-Albrechts-Universität  
zu Kiel

**Kiel 1992**

**GEOMAR REPORT 16**

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
Christian Albrechts University  
in Kiel



MICHAELA KUBISCH

DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN  
WAHREND DER LETZTEN  
250.000 JAHRE

Herausgeber: Jörn Thiede  
Redaktion der Serie: Gerhard Haass  
Umschlag: Harald Gross, GEOMAR Technologie GmbH

Editor: Jörn Thiede  
Managing Editor: Gerhard Haass  
Cover: Harald Gross, GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT  
ISSN 0936 - 5788

**GEOMAR**  
Forschungszentrum  
für marine Geowissenschaften  
D-2300 Kiel  
Wischhofstr. 1-3  
Telefon (0431) 7202-0  
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

**GEOMAR**  
Research Center  
for Marine Geosciences  
D-2300 Kiel / Germany  
Wischhofstr. 1-3  
Telephone (49) 431 / 7202-0  
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50



# Inhaltsverzeichnis

	Seite
<b>Kurzfassung</b>	
<b>Abstract</b>	
1. Einleitung .....	1
1.1. Zielsetzung .....	1
1.2. Die Geschichte der Arktis-Forschung .....	1
1.3. Bathymetrie .....	2
1.4. Ozeanographie .....	4
1.5. Sedimenttransport durch Meereis und Eisberge .....	6
2. Material und Methodik .....	11
2.2. Beprobung der Sedimentkerne .....	13
2.3. Auswahl des Materials zur IRD-Untersuchung .....	16
2.3.1. Auswahl einer Komponentengröße .....	16
2.3.2. Unterschiede der IRD-Zusammensetzung in den Fraktionen 500- 1000µm und 1000-2000µm .....	17
2.3.3. Unterscheidung von IRD gegenüber nicht eistransportierten Komponenten in der Fraktion 500-2000µm .....	19
2.4. Analyse der eistransportierten Komponenten .....	19
2.4.1. Untersuchungen unter dem Binokular .....	19
2.4.2. Dünnschliff-Mikroskopie .....	26
2.4.3. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen .....	27
2.5. Sedimentologische Berechnungsverfahren .....	27
3. Aufstellung von IRD-Zonen .....	28
3.1. Einführung .....	28
3.2. Aufstellung der IRD-Zonen anhand qualitativer Unterschiede in der IRD-Zusammensetzung .....	28
3.3. Der Gehalt an Material >63µm .....	36
4. Stratigraphie .....	37
4.1. Einführung .....	37
4.2. Stratigraphie der Sedimentkerne .....	40
4.2.1. KAL 21519-12 .....	40
4.2.2. KAL 21521-15 .....	40
4.2.3. Station 21524 .....	40
4.2.4. Station 21527 .....	41
4.2.5. Station 21528 .....	41
4.2.6. Station 21529 .....	48

5. Bedeutung der IRD-Zonen.....	48
5.1. IRD-Zonenstratigraphie.....	48
5.1.1. Einführung.....	48
5.1.2. Hinweise zur stratigraphischen Einordnung mit anderen Methoden.....	54
5.1.3. Stratigraphische Einordnungen mit IRD-Zonenstratigraphie.....	55
5.2. Quantitative Unterschiede im Sedimenteintrag innerhalb der IRD-Zonen....	57
5.2.1. Lineare Sedimentationsraten.....	57
5.2.2. Gesamtakkumulation.....	57
5.2.3. IRD-Flux.....	60
5.3. Sedimentologische Parameter der IRD-Zonen.....	60
6. Die Eisdrift im östlichen Arktischen Ozean während der letzten 250ka.....	63
6.1. Paläo-ozeanographische Bedeutung von IRD.....	63
6.2. Die Herkunft des IRD.....	65
6.2.1. Überlegungen zur Identifikation möglicher Herkunftsgebiete.....	65
6.2.2. Herkunft der Komponentenarten.....	66
6.2.3. Herkunftsgebiete in Synopsis.....	69
6.3. Zeitliche Variation der Eisdrift in sieben Zeitintervallen.....	71
6.3.1. 251-235ka, IRD-Zone I.....	71
6.3.2. 235-226ka, IRD-Zone H.....	71
6.3.3. 226-191ka, IRD-Zone G.....	73
6.3.4. 191-136ka, IRD-Zone F, E und D.....	75
6.3.5. 136-94ka, IRD-Zone C.....	81
6.3.6. 94-10ka, IRD-Zone B.....	84
6.3.7. 10ka bis rezent, IRD-Zone A.....	90
7. Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre.....	91

## Dank

## Literatur

Anmerkung: Der Datenanhang zur Arbeit (Gesteinsbeschreibung, Auzähltabellen, Tabellen der Sandgehalte und Säulendiagramme zu lithologischen Profilen) kann bei Geomar, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften, Wischhofstr. 1-3, W-2300 Kiel 14, eingesehen werden.



## Zusammenfassung

Die östlichen Arktischen Tiefseebecken sind von geologisch jungen glazimarinem Sedimenten bedeckt. In zahlreichen langen Sedimentkernen werden sie räumlich-zeitlich hinsichtlich des eis-transportierten Materials (IRD) untersucht, um eine Geschichte der Eisdrift zu erstellen.

Die qualitativen Unterschiede in der Zusammensetzung des IRD erlaubten die Aufstellung von IRD-Zonen, in denen jeweils bestimmte Komponentengruppen charakteristisch sind. Über Korrelationen mit litho- und chronostratigraphisch eingestuften Kernen konnte nachgewiesen werden, daß diese IRD-Zonen zeitgleich auftraten.

Die möglichen Herkunftsgebiete des IRD konnten eingegrenzt werden: Kristallinite, die nahe des Barents-Kontinentalrandes gefunden wurden, stammen aus Spitzbergen; Kristallinite am Nansen-Gakkel Rücken von der Taymyr-Halbinsel; klastische Sedimentgesteine und Kohlefragmente aus dem Gebiet der Kara-See; Phyllite und Marmore aus dem ostsibirischen Tiefland zwischen Taymyr-Halbinsel und Lena-Mündung. Das vermutete Herkunftsgebiet der Kieselgesteine ist das Cherskiy-Gebirge.

Im Zusammenhang mit Meeresspiegelschwankungen und Eiskappenausdehnung konnte gezeigt werden, daß die Eisdrift in den letzten 250ky keinen großräumigen Richtungsänderungen unterlag. Ein der heutigen Transpolar-Drift entsprechender Eisdriftstrom muß über den gesamten Zeitraum der letzten 250ky existiert haben. Kleinräumige Änderungen induziert durch Meeresspiegelschwankungen wirken sich allerdings erheblich auf die Zusammensetzung des IRD aus.

Die Gesamtakkumulationsrate von Sediment sowie der IRD-Flux in den letzten 94ky weisen deutliche Unterschiede in den Sedimentationsverhältnissen zwischen dem Barents-Kontinentalfuß und der Barents-Tiefseebene mit sehr hohen Werten einerseits und dem Nansen-Gakkel Rücken mit niedrigen Werten andererseits auf. Der IRD-Flux liegt in Sedimenten des Sauerstoffisotopenstadiums 6 am Nansen-Gakkel Rücken erheblich höher als in den darauffolgenden Zeiten einschließlich des Weichsel-Glazials. Dies weist auf eine erheblich geringere Eiskappenausdehnung im jüngeren Glazial hin.

## 1.2. Die Geschichte der Arktis-Forschung

Die wissenschaftliche Erforschung des Arktischen Ozeans begann sehr viel später als in anderen geographischen Gebieten der Erde. Erst 1773 unternahm C. J. Phipps einen ersten Versuch, in den Arktischen Ozean vorzudringen (WFBER & ROOTS 1994). Er führte ozeanographische Untersuchungen des West-Spitzbergenstroms und des Ost-Grönlandstroms durch. Sein weiteres

## Abstract

The Eastern Arctic Deep-sea Basins are covered with geologically young glacimarine sediments. They have been investigated with respect to the spatial and temporal variation of their IRD-(ice rafted detritus) content to develop a history of the Arctic Ocean ice-drift.

The qualitative variations of the IRD-composition allow the establishment of IRD-zones. Each IRD-zone is characterized by characteristic component assemblages. Correlation of litho- and chronostratigraphically dated sediment cores shows that the IRD-zones occur in the same time-intervals.

Source areas of the IRD components can be assumed as follows: crystalline rocks in sediment cores from the Barents continental margin were rafted from Spitsbergen, crystalline rocks at the Nansen-Gakkel Ridge from the Taymyr-Peninsula, clastic sedimentary rocks and coal fragments from the Kara Sea, phyllites and marble from the East Siberian Lowland between Taymyr Peninsula and Lena river. Cherts are thought to be derived from the Chersky Mountains in East Siberia.

Sea level changes and glaciation in the investigated time interval can be related to a relatively constant ice-drift system in the Arctic Ocean during the last 250ky. The recent Transpolar Drift System existed throughout that time. However, local changes -induced by narrowing or broadening of the shelves during sea-level changes -are also of great importance to the IRD composition.

The bulk accumulation as well as the IRD-flux show distinct differences between the sedimentary facies of the Nansen Basin (high rates) and Nansen-Gakkel Ridge (low rates) during the last 94ky. The IRD-Flux in sediments of the oxygen isotope stage 6 at the Nansen-Gakkel Ridge is much higher than in any of the following time intervals, including Weichselian times. This indicates a stronger glaciation in stage 6 than later.

Dank

Literatur

Anmerkung: Der Datenumfang zur Arbeit (Geotimeschneidung, Anzahltabellen, Tabellen der Sandproben und Sedimentdiagramme zu lithologischen Profilen) kann bei Geomar, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften, Wischhofstr. 1-3, W-2300 Kiel 14, eingesehen werden.



## **1. Einleitung**

### **1.1. Zielsetzung**

Der Arktische Ozean ist aufgrund der ganzjährigen Meereisbedeckung und der extremen klimatischen Verhältnisse eine der am wenigsten erforschten Regionen dieser Erde. Die Geschichte der Variabilität dieser Eisbedeckung und den einhergehenden Veränderungen der ozeanischen Zirkulation sind jedoch von großer Bedeutung für paläoklimatische Rekonstruktionen.

Die quartäre Entwicklungsgeschichte des heute ganzjährig von Meereis bedeckten Arktischen Ozeans wird in diesem Zeitraum durch die jeweilige Meereisausdehnung und durch das Ausmaß der Vergletscherung der angrenzenden Landregionen bestimmt. Weitere Faktoren sind die aus klimatischen Veränderungen resultierenden Meeresspiegelschwankungen, die die Breite der Schelfmeere mitbestimmen und daher Auswirkungen auf die Hydrographie dieser Gebiete zeigen. Die Wechselwirkungen dieser Parameter werden bisher nur unvollständig verstanden. Daher erscheint es besonders interessant, detaillierte Untersuchungen der glazigenen Sedimente in dieser Region vorzunehmen.

Während des Sedimenttransportes durch Eis (Eisberge und Meereis) finden kontinuierlich Abschmelzvorgänge statt und führen sukzessive zur Sedimentation von mitgeführtem Gesteinsmaterial. Das Auftreten und die Verteilung von eistransportiertem Material ("ice-rafted-detritus" -IRD) kann besonders im pelagischen Bereich zur Rekonstruktion der Sedimentationsprozesse benutzt werden und Hinweise auf Driftmuster geben. Die Kopplung des Eintrags von IRD mit klimatischen und paläo-ozeanographischen Schwankungen (Eisberg-Meereis-Verteilung, Eisdrift, Meeresspiegelschwankungen) läßt erwarten, daß sich neben quantitativen Variationen auch bedeutende Unterschiede in der qualitativen Zusammensetzung des IRD ergeben.

In dieser Arbeit wird zunächst gezeigt, wie sich lithologisch unterschiedliche Komponenten, die in bestimmten Bereichen der Sedimentkerne häufig auftreten, entsprechend ihrer Maxima und Minima in "IRD-Zonen" gliedern lassen. Ausgehend von dieser Zonierung, die an stratigraphisch untersuchten Kernen erstellt worden ist, ist versucht worden, andere, nicht datierte Kerne lithostratigraphisch einzuordnen. Basierend auf dieser Einstufung kann der Transport und Eintrag von eistransportiertem Material mit seiner zeitlichen Variation zur Interpretation der Paläo-Eisdrift herangezogen werden.

### **1.2. Die Geschichte der Arktis-Forschung**

Die wissenschaftliche Erforschung des Arktischen Ozeans begann sehr viel später als in anderen geographischen Gebieten der Erde. Erst 1773 unternahm C. J. Phipps einen ersten Versuch, in den Arktischen Ozean vorzudringen (WEBER & ROOTS 1990). Er führte ozeanographische Untersuchungen des West-Spitzbergenstroms und des Ost-Grönlandstroms durch. Sein weiteres

Fortkommen nach Norden scheiterte an dichtem Packeis (WEBER & ROOTS 1990). Auch Nordenskjöld untersuchte während der ersten Durchquerung der Nordost-Passage 1878-1880 ozeanographische Fragestellungen, doch erst F. Nansen stieß auf seiner legendären Fram-Expedition 1893- 1896 in das zentrale Gebiet des Packeises vor (NANSEN 1897).

Erst der Einsatz moderner, eisgängiger Forschungsschiffe wie "YMER" (Expedition YMER 80, HOPPE et al. 1987), "SIBIR" (1987) oder "Polar Star" (1988) ermöglicht seit kurzer Zeit, die zentralen Teile des Arktischen Ozeans zu erforschen.

Einen wichtigen Beitrag lieferte der Forschungseisbrecher "F.S. Polarstern" des Alfred-Wegener-Institutes für Polar-und Meeresforschung, der sich 1987, während der Ark IV/3-Expedition erstmals durch das westliche Europäische Becken bis auf 424km ( $86^{\circ}11'$ ) dem Nordpol annähern und dabei zahlreiche Sedimentkerne gewinnen konnte (THIEDE 1988).

### 1.3. Bathymetrie

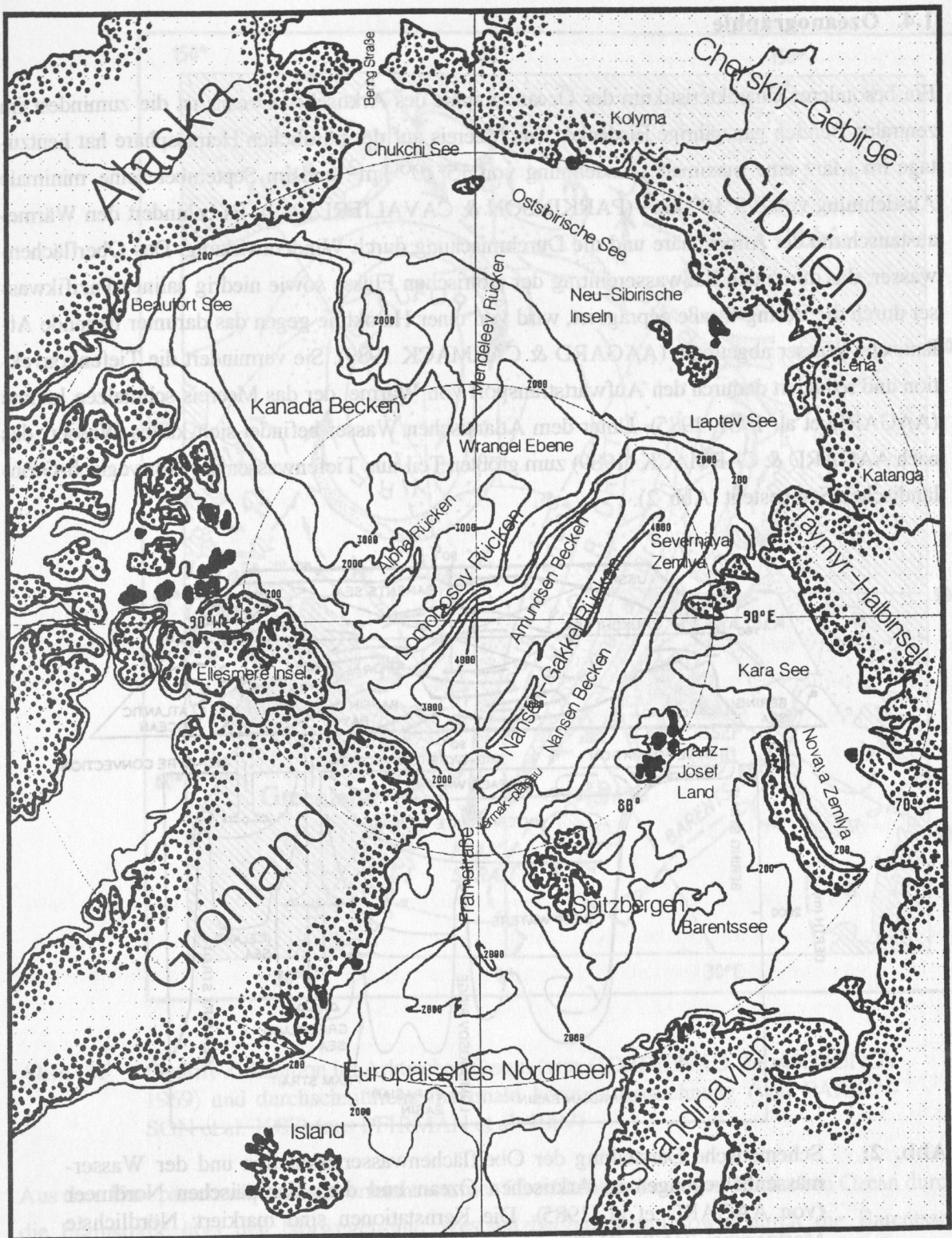
Der Arktische Ozean wird durch Schwellen, wie den Grönland- Schottland Rücken (BOTT et al. 1983) und die Bering Straße (HOPKINS 1967), vom Weltmeer getrennt. Er ist durch annähernd parallele submarine Rücken in mehrere Teilbecken gegliedert (Abb. 1).

Zwischen Bering Straße und Framstraße sind dies das Kanadische Becken, der Alpha-Mendeleev Rücken und das Makarov Becken, die zum Amerasischen Becken zusammengefaßt werden sowie auf der europäischen Seite des Lomonosov Rückens das Amundsen Becken, der Nansen-Gakkel Rücken (ein Mittelozeanischer Rücken mit einer Breite von ca. 270km (JOHNSON 1990)) und das Nansen Becken, die zum Eurasischen Becken zusammengefaßt werden. Der Kamm des Nansen-Gakkel Rückens besteht in einigen Bereichen aus gut entwickelten Rift-Rücken, die in eine Wassertiefe von weniger als 2500m reichen mit relativ flachen Rifttälern (3500-4000m) oder aus flachen Rücken (bis 2500-3000m Wassertiefe) mit einem tiefen Rifftal (4700-5300m) (JOHNSON 1990).

Die europäischen und sibirischen Schelfe dieses Ozeans sind außergewöhnlich breit; sie nehmen 49% seiner Fläche ein (Abb. 1).

Der Schelfrand des Arktischen Ozeans liegt meist bei 200m Wassertiefe, bei den Königin Elisabeth Inseln und der Banks Insel dagegen bei 400-650m. Die Barentssee ist mit 1.2 Mio. km<sup>2</sup> das größte Schelfmeer der Erde. Nach Osten schließen sich die ebenfalls sehr breiten Schelfmeere Kara See, Laptev See, Ostsibirische See und Chukchi See an. Die Schelfe Kanadas und Grönlands sind erheblich schmaler.

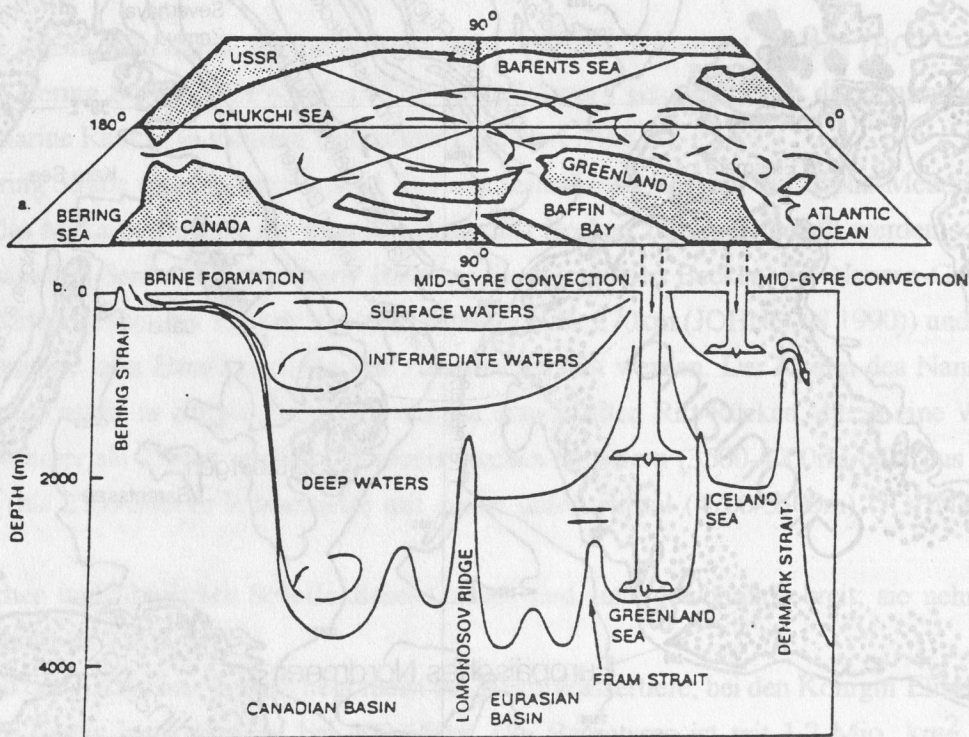




**Abb. 1:** Bathymetrische Karte des Arktischen Ozeans und angrenzender Gebiete.

## 1.4. Ozeanographie

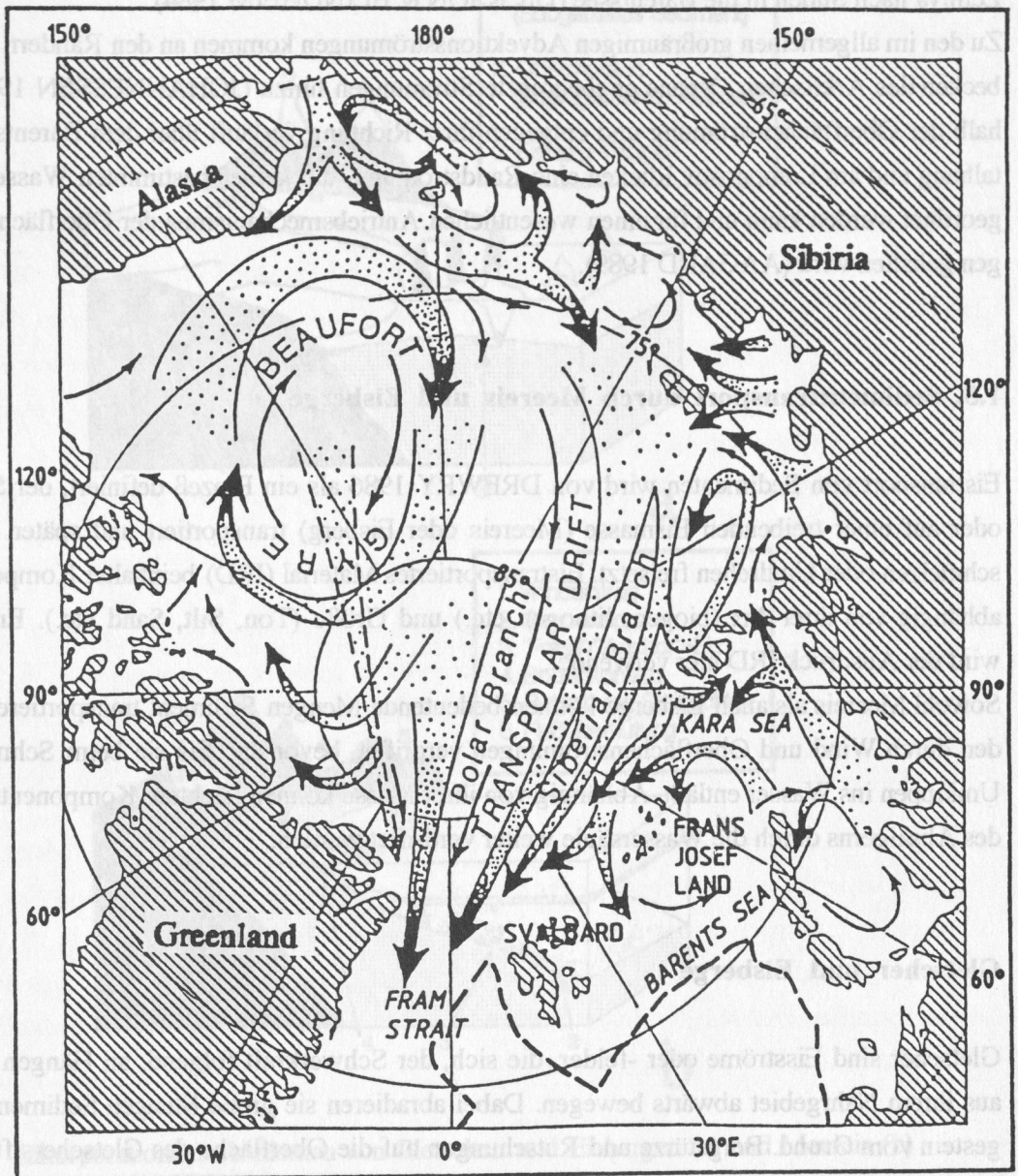
Ein besonderes Charakteristikum der Ozeanographie des Arktischen Ozeans ist die zumindest im zentralen Bereich ganzjährige Eisdecke. Das Meereis auf der nördlichen Hemisphäre hat heutzutage im März eine maximale Ausdehnung von  $15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  und im September seine minimale Ausdehnung von  $8.5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$  (PARKINSON & CAVALIERI 1989). Es behindert den Wärmeaustausch mit der Atmosphäre und die Durchmischung durch Windeinwirkung. Das Oberflächenwasser, das durch den Süßwassereintrag der sibirischen Flüsse sowie niedrig salines Pazifikwasser durch die Bering-Straße geprägt ist, wird von einer Halokline gegen das darunter liegende Atlantische Wasser abgetrennt (AAGARD & CARMACK 1989). Sie vermindert die Tiefenkonvektion und reduziert dadurch den Aufwärtstransport von Wärme, der das Meereis schmelzen könnte (AAGARD et al. 1981, 1985). Unter dem Atlantischen Wasser befindet sich kaltes Wasser, das nach AAGARD & CARMACK (1989) zum größten Teil aus Tiefenwasser der Norwegisch-Grönländischen See besteht (Abb. 2).



**Abb. 2:** Schematische Darstellung der Oberflächenwasserzirkulation und der Wassermassenbewegungen in Arktischen Ozean und dem Europäischen Nordmeer (von AAGARD et al. 1985). Die Kernstationen sind markiert: Nördlichste Markierung: 21528, 21527, 21525, 21524, 21529; nächst südlichere Station: 21521, südlichste Station: 21519.

Die Eisdrift im Arktischen Ozean besteht aus zwei Haupteinheiten: Der Beaufort-Wirbel im Amerasischen Becken zirkuliert im Uhrzeigersinn, die Transpolardrift verläuft im Eurasischen Becken vom Gebiet nördlich der Laptev See über den Nordpol zur Framstraße (GORDIENKO & LAKTIONOV 1969) (Abb. 3).





**Abb. 3:** Eisdrift-Zirkulation im Arktischen Ozean (von GORDIENKO & LAKTIONOV 1969) und durchschnittliche maximale Meereis-Ausdehnung (von PARKINSON et al. 1987) (aus PFIRMAN et al. 1987).

Aus dem Europäischen Nordmeer erreicht warmes Oberflächenwasser den Arktischen Ozean durch die Framstraße über den Norwegen-und Westspitzbergen Strom sowie durch die Barentssee (LOENG 1987, MIDTTUN 1989). Weit geringere Mengen Oberflächenwassers erreichen über die Bering Straße das Amerasische Becken (MIDTTUN 1989). Große Mengen, z. T. Meereis- führenden Wassers strömen im Ausgleich durch die westliche Framstraße entlang des Kontinentalhangs Ostgrönlands nach Süden (AAGARD et al. 1985). Arktisches Oberflächenwasser gelangt zwischen Spitzbergen und Franz-Josef Land sowie zwischen Franz- Josef Land und Novaya

Zemlya nach Süden in die Barentssee (DICKSON & BLINDHEIM 1984).

Zu den im allgemeinen großräumigen Advektionsströmungen kommen an den Rändern der Hauptbecken des Arktischen Ozeans engbegrenzte Strömungen hinzu (JOHANNESSEN 1986). Unterhalb der Oberflächenströmung und entgegen ihrer Richtung verläuft über dem Barents Kontinentallhang und am Lomonosov Rücken eine Randströmung, die keiner bestimmten Wassermasse zugeordnet werden kann und für einen wesentlichen Antriebsmechanismus der Oberflächenströmungen gehalten wird (AAGARD 1989).

### **1.5. Sedimenttransport durch Meereis und Eisberge**

Eistransport von Sedimenten wird von DREWRY 1986 als ein Prozeß definiert, der Sediment in oder auf einer treibenden Eismasse (Meereis oder Eisberg) transportiert und später durch Aufschmelzen oder Umdrehen freisetzt. Eistransportiertes Material (IRD) beinhaltet Komponenten unabhängig von ihrer Art (biogen, lithogen etc.) und Größe (Ton, Silt, Sand etc.). Entsprechend wird der Ausdruck IRD hier verwendet.

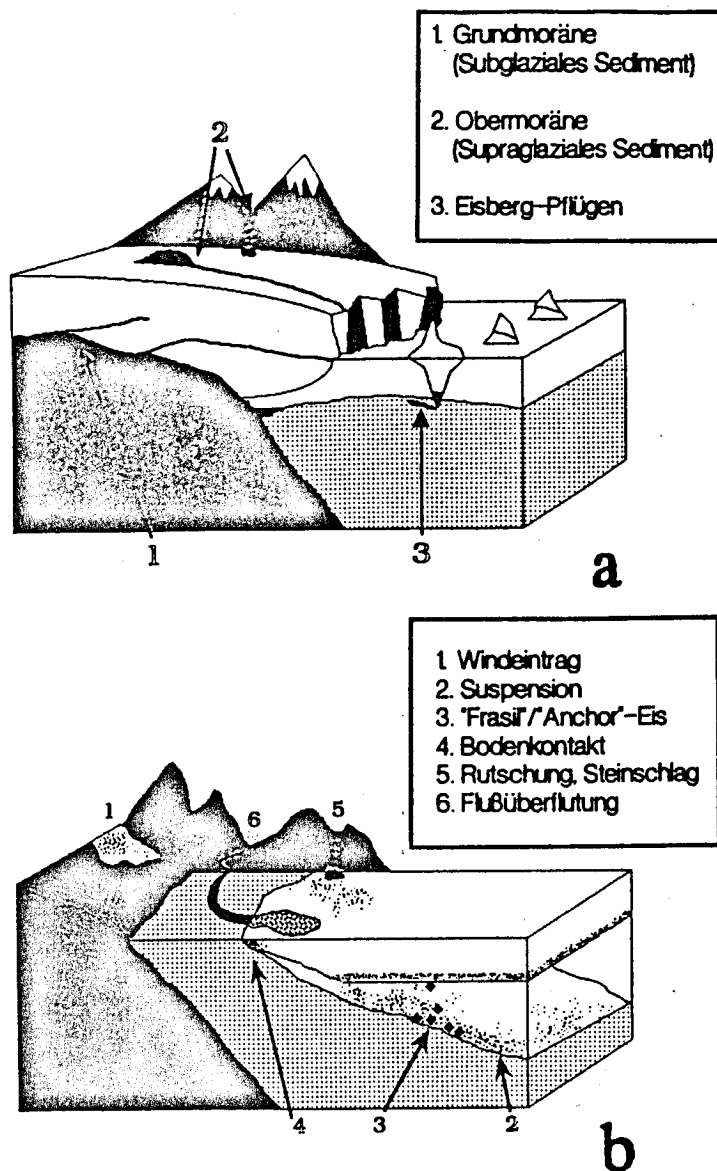
Sowohl Meereis als auch Eisberge können bedeutende Mengen Sediment transportieren. Sie werden durch Wind und Oberflächenströmungen verdriftet, bevor das Eis sie beim Schmelzen oder Umkippen ins Wasser entläßt. Abhängig von ihrer Masse können leichtere Komponenten während des Absaigerns durch die Wassersäule weiter verdriftet werden.

### **Gletscher und Eisberge**

Gletscher sind Eisströme oder -felder, die sich, der Schwerkraft folgend, an Hängen und Tälern aus ihrem Nährgebiet abwärts bewegen. Dabei abradieren sie große Mengen Sediment und Festgestein vom Grund. Bergstürze und Rutschungen auf die Oberfläche des Gletschers führen ebenfalls zur Inkorporation großer Materialmengen in den Gletscher (Abb. 4a).

Zieht sich ein Gletscher zurück, hinterläßt er im Zehrgebiet dieses Material als Moräne. Mündet er ins Meer, so setzt er durch "Kalben" Eisberge frei. Sie transportieren Material aller Korngrößen bis zu Blockwerk ( $>256\text{mm}$ ) (CLARK & HANSON 1983). Die 50-60m dicke Eisinsel T-3, die von dem Eisschelf der Insel Ellesmere stammt, enthielt große Mengen feinkörnigen Materials: ca.  $600\text{g Sediment/m}^3$  (CLARK & HANSON 1983). DOWDESWELL & DOWDESWELL (1989) errechneten durchschnittlich 3 Gew.-% Sediment in Gletscher-Eis. Eisberge scheinen in mehr als 1000km Küstenentfernung das wichtigste Transportmittel für Materialeintrag zu sein (CLARK & HANSON 1983). Kratzungen auf eistransportierten Steinen, die am Meeresboden fotografiert wurden, belegen eindeutig Eistransport (CLARK & HANSON 1983). Zu den Mechanismen der Material-Inkorporation siehe Abb. 4a.





**Abb. 4:** Inkorporationsmechanismen von Gletschen und Eisbergen (a) und Meereis (b)  
(aus GOLDSCHMIDT et al. subm.).

## Meereis

Während der Ark IV/3-Expedition wurde beobachtet, daß nördlich 86° N mehr als die Hälfte des Meereises durch Sediment dunkelgrau gefärbt war. Korngrößenanalysen daran zeigen, daß fast ausschließlich (>90%) Ton und Silt im Meereis inkorporiert ist (PFIRMAN et al. 1989a). Nur selten sind Komponenten bis zu einer Größe von 300µm gefunden worden; die größten Körner waren 1-2mm groß (WOLLENBURG & PFIRMAN 1989). Die höchste Anreicherung von Sediment im Meereis zeigte eine Probe aus der Transpolar-Drift (560g/kg Probe) (WOLLENBURG et al. 1990). Nach dem Ausschmelzen und Absinken auf den Meeresboden trägt Meereis-transportiertes Material besonders zur Akkumulation von feinkörnigen Sedimenten bei

(KEMPEMA et al. 1989).

## **Meereis-Inkorporations-Mechanismen**

Verschiedene Mechanismen führen zur Aufnahme von Sediment ins Meereis (Abb.4b):

Bei Herbststürmen werden große Mengen Ton, Silt und Feinsand von den Schelfen aufgewirbelt (REIMNITZ et al. 1987). Eiskristalle keimen in der Wassersäule und heben beim Auftreiben suspendiertes Material mit an die Wasseroberfläche ("frazil ice"). Die flachen, breiten Schelfe Sibiriens stellen für den östlichen Arktischen Ozean heute die wichtigsten Gebiete zur Inkorporation von feinkörnigem Sediment durch diesen Prozeß dar (NANSEN 1897, BARNES et al. 1982, COLONY & THORNDIKE 1985, CLARK & HANSON 1983). Bei starker Auskühlung der Wassersäule bildet sich Grundeis ("anchor ice") am Meeresboden und nimmt dabei Sedimente auf, die an der Unterseite des Meereises transportiert werden (REIMNITZ et al. 1987, KEMPEMA & REIMNITZ im Druck). Wird Meereis zu Presseisrücken zusammengeschoben, wird in flachen Bereichen der Meeresboden durchgepflügt und dabei grobes Material aufgenommen (DREWRY 1986). Grobkörnigere Sedimente können auch am Strand in das Küsteneis einfrieren oder von Steilküsten auf das Eis rutschen. Sie schmelzen aber meist nahe der Küste wieder aus (CLARK & HANSON 1983).

Sedimentführende Flüsse fluten besonders im Frühjahr über das küstennahe Meereis und laden regional begrenzt große Mengen grobes unsortiertes Material auf das Eis. Es driftet jedoch nicht über große Distanzen sondern schmilzt noch in Küstennähe (REIMNITZ & BRUDER 1972, REIMNITZ et al. 1987). Sehr feinkörniges Material kann auch durch Wind auf das Meereis transportiert werden (NANSEN 1897). Die Mengen äolischen Transports sind jedoch sehr gering (DARBY et al. 1989, PFIRMAN et al. 1989b).

### **1.6. Geologischer Überblick der möglichen Liefergebiete von IRD**

Der Randbereich der europäischen Arktis sowie die angrenzenden Schelfgebiete Sibiriens können von Westen nach Osten wie folgt grob geologisch eingeordnet werden (vereinfachte geologische Karte siehe Abb. 5, ergänzende Bohrprofile mit Darstellung der Lithologie siehe Anhang).

---

**Abb. 5:** Geologische Karte der Eurasischen Arktisgebiete (umgezeichnet nach OKULITSCH et al. 1989), lithologische Profile im Anhang.



Auf dem Barentsschelf stehen ähnliche Gesteine wie auf Spitzbergen und Franz Josef Land an. Hier fehlen jedoch tertiäre Gesteine (ULMISHEK 1985, ELVERHÖI et al. 1988). Die Geologie dieses Gebietes kann im wesentlichen in vier Komplexe unterteilt werden (BIRKENMAJER 1981, HJELLE & LAURITZEN 1982): Die proterozoischen und altpaläozoischen Gesteine des Hecla Hoek sind z.T. hochmetamorph und mehrfach tektonisch beanspruchte Gneise, Quarzite oder Schiefer sowie plutonische Gesteine. Aus dem Kam- brium und Silur stehen Karbonatkomplexe und klastische Folgen an. Das Devon ist in der typischen "Old Red" Fazies ausgeprägt (BIRKENMAJER 1981). Die karbonischen und permischen Gesteine setzen sich aus Karbonatgesteinen und klastischen Folgen zusammen. Kieselgesteine sowie untergeordnet Biogen-führende Kalkgesteine treten auf dem Barentsschelf im Karbon und Perm auf (DIBNER et al. 1970, ELVERHÖI & LAURITZEN 1984).

Im Kungur und Oberperm der Kapp Starostin Formation von Spitzbergen treten verkieselte Kalke und dunkelgraue Kieselgesteine auf (CUTBILL & CHALLINOR 1965). In Sedimenten aus dem Givet bis zum Oligozän stehen folgende kohleführende Sequenzen an (HARLAND et al. 1976): Steinkohle aus dem Devon, die Kohlevorkommen aus der Billefjorden Gruppe aus dem Unterkarbon sowie Trias-, Kreide- und Paläogen-Kohlen.

Auf Franz-Josef Land werden Tonsteine und Kohlevorkommen aus dem Karbon von untertriassischen Kalken und Tonsteinen mit mariner Ammoniten- und Muschelfauna überlagert. Ihnen folgen obertriassische bis unterjurassische kontinentale Sandsteine, Siltsteine und Sande mit Pflanzenfossilien (CHURKIN et al. 1981). Karbon-Sandsteine, Jura-Schiefer, kretazische Sande sowie Silt- und Sandsteine an der Kreide-Tertiär-Grenze enthalten Kohleeinschaltungen (DIBNER & KRYLOVA 1963, CHURKIN & TREXLER 1981).

Auf Severnaya Zemlya enthalten die silurischen Kalke reichlich Fossilien (Korallen etc.) (CHURKIN et al. 1981). Das Devon ist ähnlich dem von Spitzbergen in Old Red Fazies ausgeprägt. Auf der Taymyr-Halbinsel und Novaya Zemlya dagegen bestehen die devonischen und unterkarbonischen Gesteine aus fossilreichen Kalken, Ton- und Siltsteinen. Im Perm finden sich große Gebiete mit Vulkaniten. Die paläozoischen Gesteine auf der Taymyr-Halbinsel sind stark verfaltet mit proterozoischen Kristallingesteinen. In kretazischen Sandsteinen finden sich Kohleflöze. Auf einigen Inseln der Kara See stehen Kohlen der Unterkreide an (CHURKIN et al. 1981).

Das sibirische Tiefland zwischen Taymyr und Lena besteht aus Gneisen, schiefrigen Quarziten und Marmoren mit darüberliegenden proterozoischen Schiefern, Phylliten, Silt- und Sandsteinen. Im östlichen Teil der sibirischen Plattform sind die paläozoischen Gesteine von mesozoischen Flysch-Sequenzen überdeckt. Kohle-führende Sandsteine sind hier von einer 600m mächtigen Lage tuffhaltigen Sandsteins, Kalken und Tonsteinen überdeckt. Im Gebiet des Lena-Deltas stehen 4000m mächtige kohleführende kreidezeitliche Sand- und Siltsteine an (CHURKIN et al. 1981).

Auf dem Baltischen stehen ähnliche Gesteine wie auf Spitzbergen und Fennoscandia. Hier fehlen jedoch tertiäre Gesteine (ULMISHEK 1985, ELVERHØI et al. 1988). Die Geologie dieses Gebietes kann im wesentlichen in vier Komplexe unterteilt werden (BIRKENMAYER 1981, HIELLE & LAURITZEN 1982). Die protozoischen und die paläozoischen Gesteine des Hielles sind z.T. hochmetamorph und metamorph tektonisch bearbeitete Quarze, Gneise oder Schiefer sowie plutonische Gesteine. Aus dem Kambrium und Silur stehen Kalk- und Sandsteine (BIRKENMAYER 1981). Die karbonischen und permischen Gesteine stehen sich aus Kambrium- und karbonischen Folgen zusammen. Kieselgesteine sowie Sandsteine und Schiefer (BIRKENMAYER 1981, ELVERHØI & LAURITZEN 1984).

Im Kambrium und Ordovizium der Kapp-Stavanger Formation von Spitzbergen treten verschiedene Kalk- und Sandsteine sowie Schiefer auf (CUTBILL & CHALLINOR 1963). In Schottland aus dem Ordovizium und Karbon stehen folgende Kalksteine: Schottland an (HARRIS et al. 1976). Die Karbon- und Permischen Gesteine stehen sich aus Karbon- und Permischen Folgen zusammen. Kieselgesteine sowie Sandsteine und Schiefer (BIRKENMAYER 1981, ELVERHØI & LAURITZEN 1984).

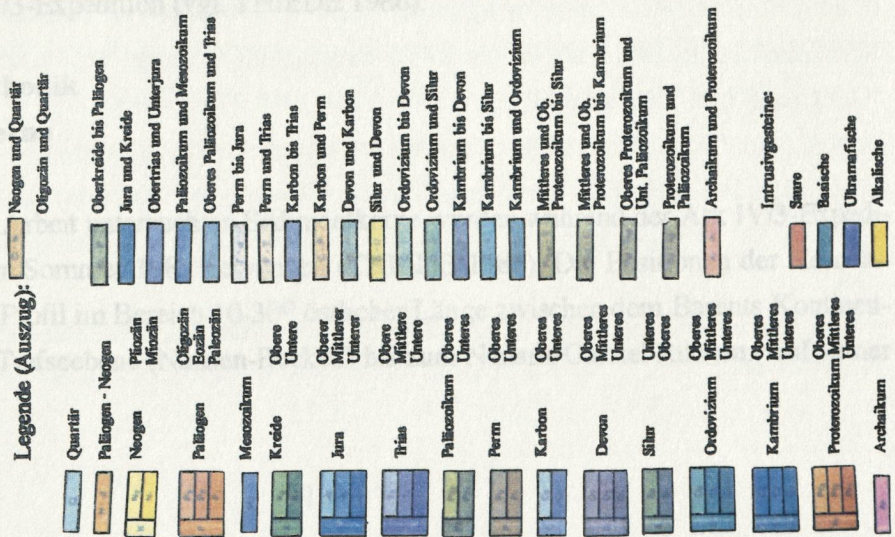
Auf Fennoscandia und in der Kapp-Stavanger Formation von Spitzbergen treten verschiedene Kalk- und Sandsteine sowie Schiefer auf (CUTBILL & CHALLINOR 1963). In Schottland aus dem Ordovizium und Karbon stehen folgende Kalksteine: Schottland an (HARRIS et al. 1976). Die Karbon- und Permischen Gesteine stehen sich aus Karbon- und Permischen Folgen zusammen. Kieselgesteine sowie Sandsteine und Schiefer (BIRKENMAYER 1981, ELVERHØI & LAURITZEN 1984).

Auf Sverdrupsa Zemlya enthalten die silurischen Kalksteine (Korallen etc.) (CHURKIN et al. 1981). Das Devon ist ähnlich dem von Spitzbergen in Old Red Fazies ausgeprägt. Auf der Taymyr-Halbinsel und Novaya Zemlya dagegen bestehen die devonischen und unterkarbonischen Gesteine aus karbonischen Kalken, Tonsteinen und Sandsteinen. Im Perm finden sich große Gebiete mit Vulkaniten. Die paläozoischen Gesteine auf der Taymyr-Halbinsel sind stark metamorphisiert. In Karbon- und Permischen Sandsteinen finden sich Kohle- und Sandsteine an der Krim (CHURKIN et al. 1981).

Das sibirische Tiefland zwischen Taymyr und Lena besteht aus Gneisen, Schieferen, Quarziten und Marmoriten mit darüberliegenden protozoischen Schieferen, Phylliten, Schieferen und Sandsteinen. Im östlichen Teil der sibirischen Plattform sind die paläozoischen Gesteine von mesozoischen Flugsedimenten überdeckt. Kohle-führende Sandsteine sind hier von einer 600m mächtigen Lage mit mächtigen Sandsteinen, Kalken und Tonsteinen überdeckt. Im Gebiet der Lena-Delta stehen 400m mächtige Kohle-führende Sandsteine (CHURKIN et al. 1981).



nach OKULITCH, A.V. et al. (1989), (vereinfacht)

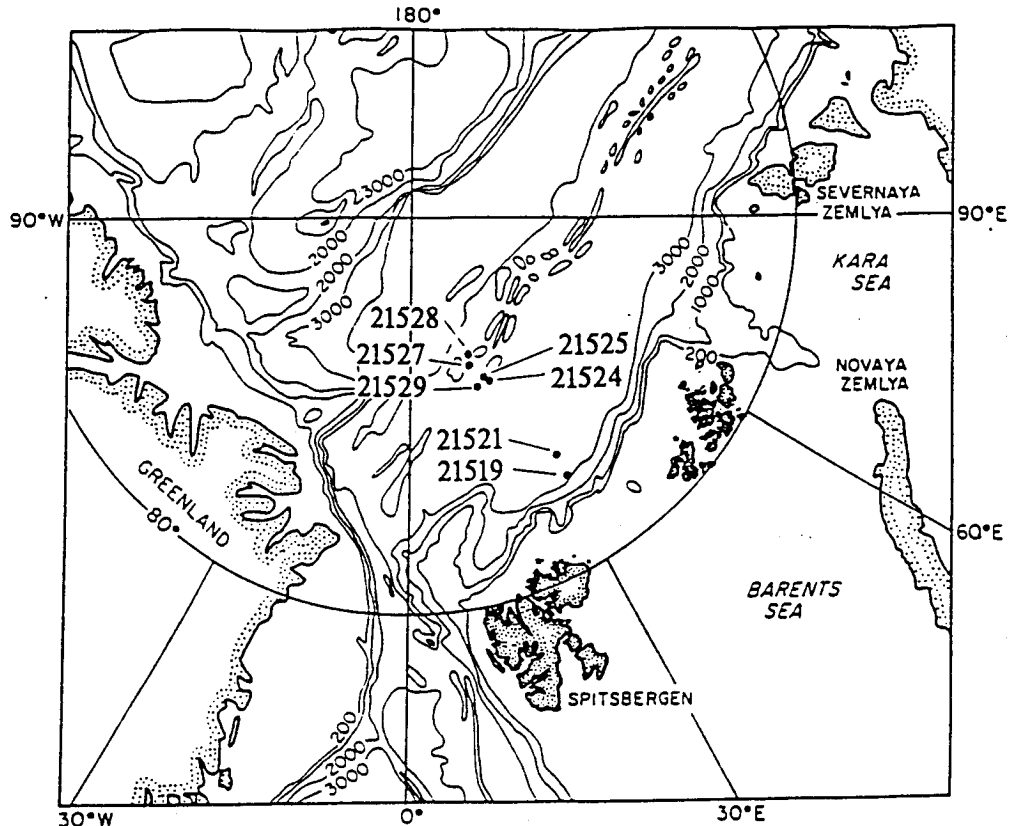








Die quartäre Bedeckung der Schelfe umfaßt Material unterschiedlichster Zusammensetzung und Genese. Marine Sedimente mit Organismenresten der Schelffaunen und -flore sowie fluviatile Sedimente werden auf den Schelfen abgelagert (KULIKOV 1961, ANDREW & KRAVITZ 1974, ELVERHÖI & SOLHEIM, 1987), wenn diese bei hohem Meeresspiegelstand überflutet sind. Bei dem niedrigen Meeresspiegelstand während der Weichsel-Vereisung lagerten Gletscher aus dem Hinterland Moränen auf den Schelfen ab (GROSSWALD 1980, 1988, ANDERSEN 1981, ELVERHÖI et al. 1990).



**Abb. 6:** Karte des südlichen Teils des östlichen Arktischen Ozeans mit Kernstationen der Ark IV/3-Expedition (vgl. THIEDE 1988).

## 2. Material und Methodik

### 2.1. Die Sedimentkerne

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Sedimentkerne wurden während der Ark IV/3-Expedition mit FS Polarstern im Sommer 1987 gewonnen (THIEDE 1988). Die Positionen der Kernstationen liegen auf einem Profil im Bereich 10-30° östlicher Länge zwischen dem Barents Kontinentalfuß über die Barents-Tiefseebene (Nansen-Becken) bis zum Nansen-Gakkel Rücken. Auf seiner

Südost- und Nordwestflanke (Nansen-Becken, Amundsen Becken) wurden Kerne entnommen (Abb. 6), der nördlichste Kern bei 86° 06.2' nördlicher Breite. Die Daten stammen aus den Untersuchungen von fünf Großkastengreifern (GKG, 50\*50\*50cm) und sieben Kastenloten (KAL, 30\*30\*570cm). Die Position der Kerne, Wassertiefe, Kernlänge und Beprobung ist in Tab. 1 dokumentiert.

	<b>Entnahme- gerät</b>	<b>Kern-ge- winn</b>	<b>Nördliche Breite</b>	<b>Östliche Länge</b>	<b>Wasser- tiefe</b>
<b>21519-12</b>	KAL	510cm	81°47,4'	31°30,1'	2998m
<b>21521-15</b>	KAL	498cm	82°56,5'	32°05,2'	3752m
<b>21524-1</b>	GKG	38cm	85°21,5'	26°19,9'	3634m
<b>21524-2</b>	KAL	423cm	85°21,8'	26°12,9'	3646m
<b>21525-2</b>	GKG	35cm	85°30,8'	25°17,8'	3180m
<b>21-525-7</b>	KAL	365cm	85°32,4'	25°19,4'	3366m
<b>21525-18</b>	GKG	38cm	86°08,1'	22°05,2'	3895m
<b>21527-12</b>	KAL	270cm	86°06,2'	22°01,5'	3725m
<b>21528-7</b>	GKG	38cm	86°07,8'	23°09,5'	3972m
<b>21528-3</b>	KAL	242cm	86°08,0'	23°07,0'	3990m
<b>21529-7</b>	GKG	32cm	85°22,9'	21°42,5'	2896m
<b>21529-8</b>	KAL	370cm	85°23,1	21°44,1'	2917m

**Tab. 1:** Kernlokation der in dieser Arbeit untersuchten Sedimentkerne aus dem östlichen Arktischen Ozean mit Kernposition und Kernlänge. Zur geographischen Lage siehe auch Abb. 6.

Grundsätzlich können aufgrund ihrer Position die Kerne vom Barents Kontinentalfuß (21519-12) und der Barents Tiefseebene (21521-15) einerseits und vom Nansen-Gakkel Rücken (21524-1,-2, 21525-2,-7, 21527-18,-12, 21528-7,-3, 21529-7,-8) andererseits unterschieden werden.

Die Kerne sind aus braunen und grauen tonigen, siltigen oder sandigen Schlickern, Ton, Silt und einzelnen Sandlagen zusammengesetzt. Eine schematische Darstellung der aufgenommenen Schichtenfolge ist den Abb. 21 bis 27 zu entnehmen. Wichtige sedimentologische Strukturen der Kerne sind Tab. 2 aufgeführt.

Sogenannte "Schlammklasten" ("mudclasts") finden sich im östlichen Arktischen Ozean ausschließlich in den Kernen vom Nansen-Gakkel Rücken, mit besonders großer Mächtigkeit in KAL 21529-8. Grobkieskomponenten und Steine wurden in allen KAL außer Kern 21527-18/12 gefunden.

Störungen der Sedimentfolge traten lediglich in den obersten Schichten (maximal 25cm) auf, wo

	Kern	Teufe [cm]
Sand- lagen	KAL 21519-12	50-76cm, 200-320cm, 327-362cm, 466-510cm
"mud- clasts"	KAL 21524-2	20cm, 170cm, 180cm
	GKG 21524-1	8-14cm
	KAL 21525-7	15cm, 30cm, 115-240cm, 350cm
	GKG 21525-2	9-11cm
	KAL 21528-3	120cm
	GKG 21528-7	19-23cm
	KAL 21529-8	40-195cm, 205-320cm, 360-370cm
	GKG 21529-7	0-12cm
Kies + Steine	KAL 21519-12	65cm, 82-152cm, 455-466cm
	KAL 21521-15	345-378cm, 420-430cm, 443cm, 456-489cm
	KAL 21524-2	122-138cm, 172-180cm, 205-210cm, 286-295cm 353-373cm, 405cm
	KAL 21525-7	45cm, 55cm, 65-80cm, 110-197cm
	KAL 21528-3	85-95cm
	KAL 21529-8	45-110cm
Störung	KAL 21521-15	0-16cm
	KAL 21524-2	0-4cm
	KAL 21525-7	0-5cm
	KAL 21527-12	0-25cm
	KAL 21528-3	0-10cm

**Tab. 2:** Einige wichtige Strukturen innerhalb der Sedimentkerne

die geringe Konsolidierung und der hohe Wassergehalt ein Zerfließen des Kernmaterials in den horizontal gelagerten KAL bewirkten. Sie sind jedoch nur in KAL 21521-15 und 21525-7 zu berücksichtigen, da GKG in den übrigen Kernen den oberen Bereich der KAL stratigraphisch überdecken. Eine detaillierte Beschreibung der Stratigraphie wird in Kapitel 3 gegeben, ebenso eine Darstellung der in dieser Arbeit erstmals aufgestellten Zonenstratigraphie in Kapitel 4.

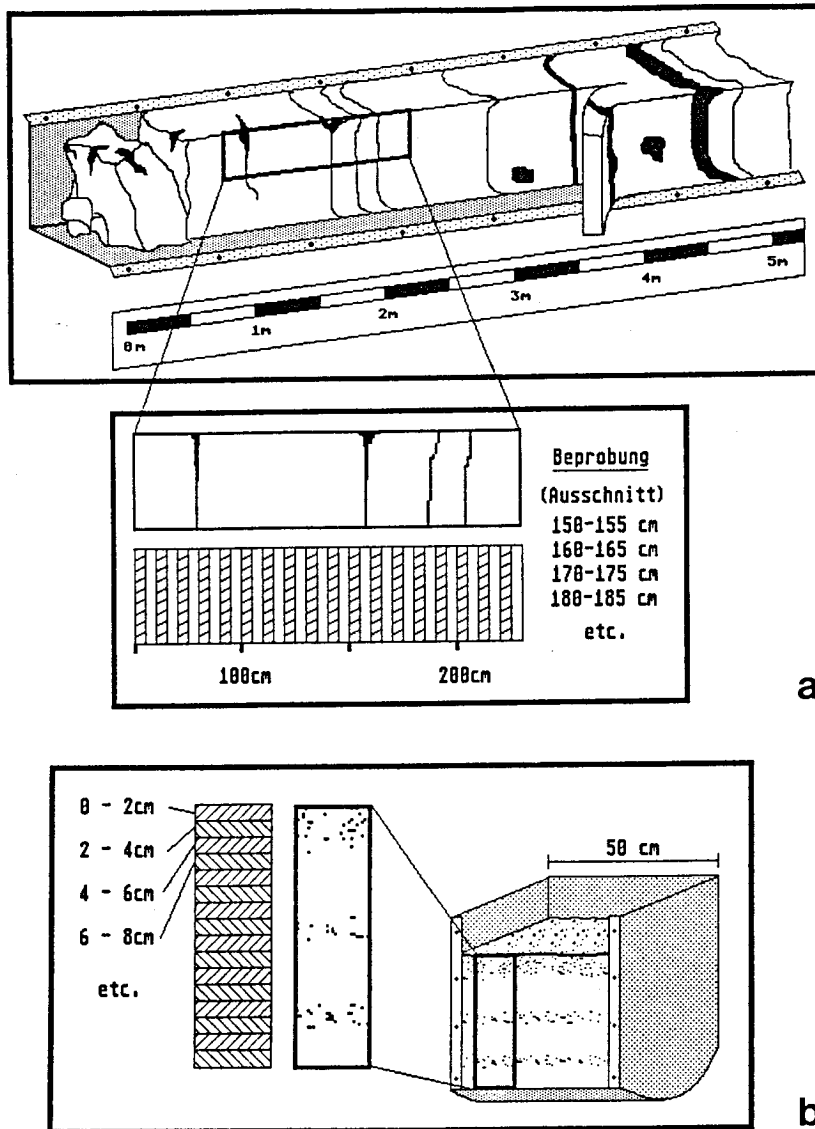
## 2.2. Beprobung der Sedimentkerne

Die Sedimentkerne wurden nach dem Bergen an Bord längsseitig geöffnet, photographiert und entsprechend ihrer makroskopischen Sedimentzusammensetzung beschrieben. Die Benennung der



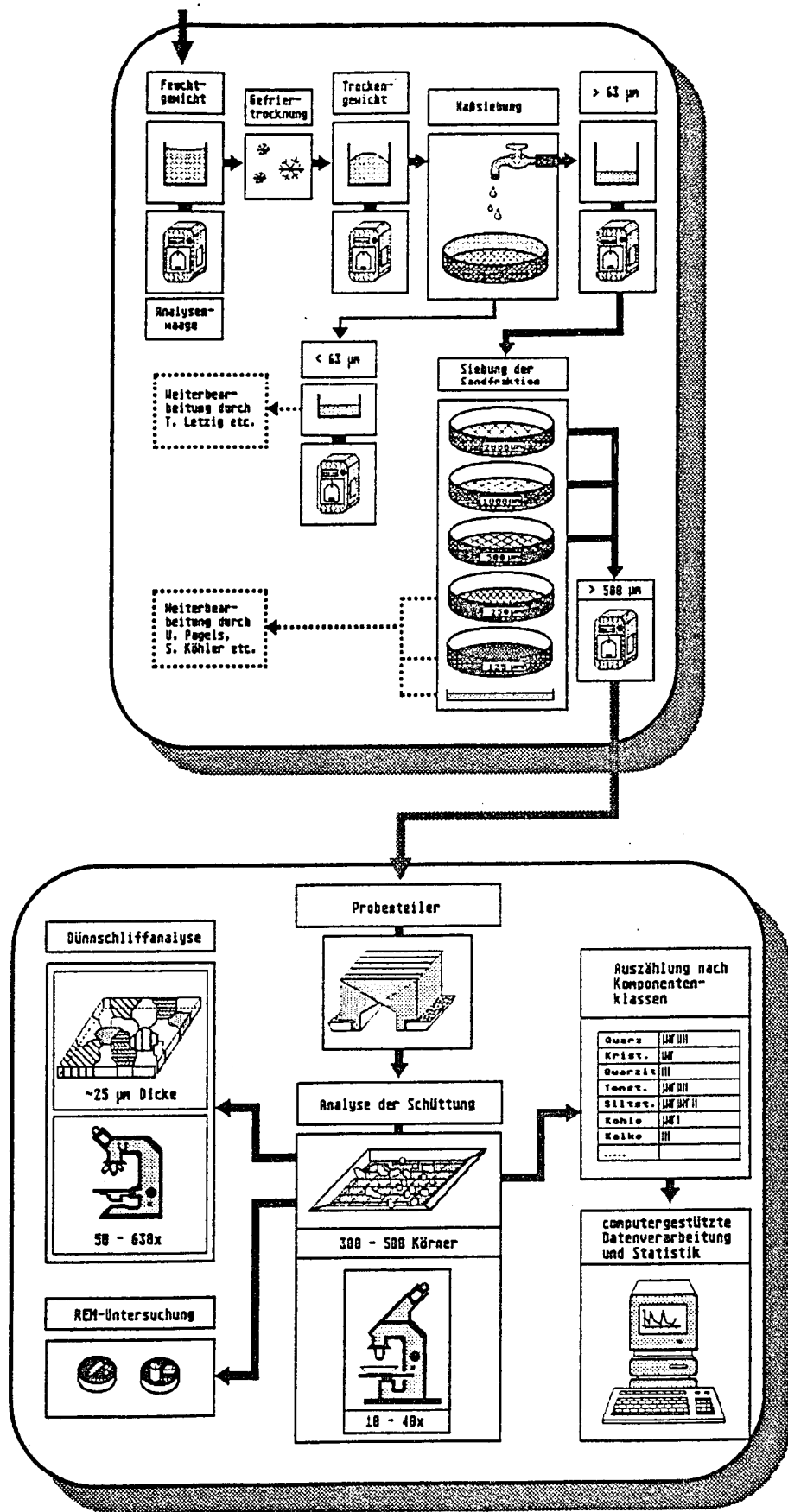
Farben erfolgte nach der "Rock Color Chart" (GEOL. SOC. AM. (Hrsg.)). Grobkieskomponenten und Steine (>20mm) wurden zur weiteren Bearbeitung gesondert entnommen.

Zur Beprobung der Sedimentkerne wurden zwei unterschiedliche Intervalle gewählt (Abb. 7):



**Abb. 7:** Beprobungsschema der Sedimentkerne: (a) der Kastenlote (b) der Großkastengreifer.

Um ein möglichst feines Raster an Daten zur Beschreibung der Sedimentologie während des letzten Glazials sowie der Termination I und des Holozäns in Zusammenhang mit einer hochauflösenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie (KÖHLER 1991) zu erhalten, wurden die obersten Sedimentschichten der GKG lückenlos in sehr engen Intervallen (1-2cm) beprobt. Da die KAL-Sedimente eine höhere stratigraphische Reichweite repräsentieren, deren Schichtglieder z.T. über mehrere dm wenig Variationen zeigen, wurden hier Beprobungsintervalle von 5-10cm gewählt. Die weitere sedimentologische Aufbereitung erfolgte gemäß Abb. 8.



**Abb. 8:** Flußdiagramm der sedimentologischen Aufbereitung und der Methodik der IRD-Analyse.

## 2.3. Auswahl des Materials zur IRD-Untersuchung

### 2.3.1. Auswahl einer Komponentengröße

Zur Eingrenzung der Proben zur quantitativen und qualitativen Untersuchung von IRD in Sedimentkernen ist es sinnvoll, eine Korngrößenklasse auszuwählen.

Folgende Überlegungen führten zu der Auswahl der 500-2000 $\mu\text{m}$ - Fraktion zur Untersuchung von IRD:

Um Grobsand (500-2000 $\mu\text{m}$ ) und Kies (>2000 $\mu\text{m}$ ) durch fluviatile Prozesse über weite Entfernungen zu transportieren, wird eine hohe Transportenergie benötigt. Besonders der Transport dieses Materials auf bathymetrisch höher gelegene Gebiete, die vom Land durch Tiefseebecken getrennt sind, wie auf den Nansen-Gakkel Rücken, kann nur durch Eistransport erfolgen.

Obwohl Meereis grobe Komponenten bis zu Geröllgröße transportieren kann, zeigt es sich, daß die Mechanismen zur Inkorporation von Komponenten nur relativ feinkörniges Material erfassen oder daß das gröbere Material nahe dem Ort der Inkorporation wieder freigesetzt wird (WOLLENBURG & PFIRMAN 1989, KEMPEMA et al. 1989).

Die Untersuchung größerer Komponenten (>500 $\mu\text{m}$ ) berücksichtigt daher überwiegend Material, das von Eisbergen transportiert wurde.

Der Gehalt an IRD wird von den Autoren unterschiedlich definiert. Nach MOLNIA (1972) handelt es sich bei Komponenten >500 $\mu\text{m}$  eindeutig um IRD. Da der Gehalt an Material >63 $\mu\text{m}$  in seinen Proben mit der Menge >500 $\mu\text{m}$  korreliert, deutet es darauf hin, daß die gesamte Sandfraktion seiner Proben durch Eis transportiert wurde.

Ein wichtiges Kriterium für die Auswahl der zu untersuchenden Fraktion war die Vergleichbarkeit der Ergebnisse, weshalb sich die von SPIELHAGEN (1991) gewählte Korngröße (>500 $\mu\text{m}$ ) zur Analyse des IRD in der Framstraße auch für die Proben des Arktischen Ozeans anbot.

In dieser Arbeit wird für die untersuchte Fraktion 500-2000 $\mu\text{m}$  davon ausgegangen, daß es sich bei den lithogenen Komponenten nahezu ausschließlich um von Eisbergen transportiertes Material handelt. Obwohl auch hier feinkörnigere Sedimentanteile mit dieser Fraktion korrelieren und somit auf gleiche Transportmechanismen deuten, wurden die Komponenten 500 $\mu\text{m}$ -1000 $\mu\text{m}$ , bzw. 1000-2000 $\mu\text{m}$  untersucht, da sie gegenüber anderen Fraktionen folgende Vorteile bieten:

- Die Komponenten sind unter dem Binokular leicht identifizierbar;
- Kristallingesteine sind aus mehreren Kristallen zusammengesetzt (und die Komponenten sind nicht, wie in feineren Korngrößen, zu einzelnen Mineralkörnern zerbrochen);
- Es steht eine ausreichende Anzahl an Komponenten zur statistischen Bearbeitung zur Verfügung (im Gegensatz zu größeren Korngrößen (z.B. >2000 $\mu\text{m}$ );
- Die Komponenten in dieser Größe können als eindeutiges Signal für Eisberg-transportiertes Material angesehen werden (s.o.).

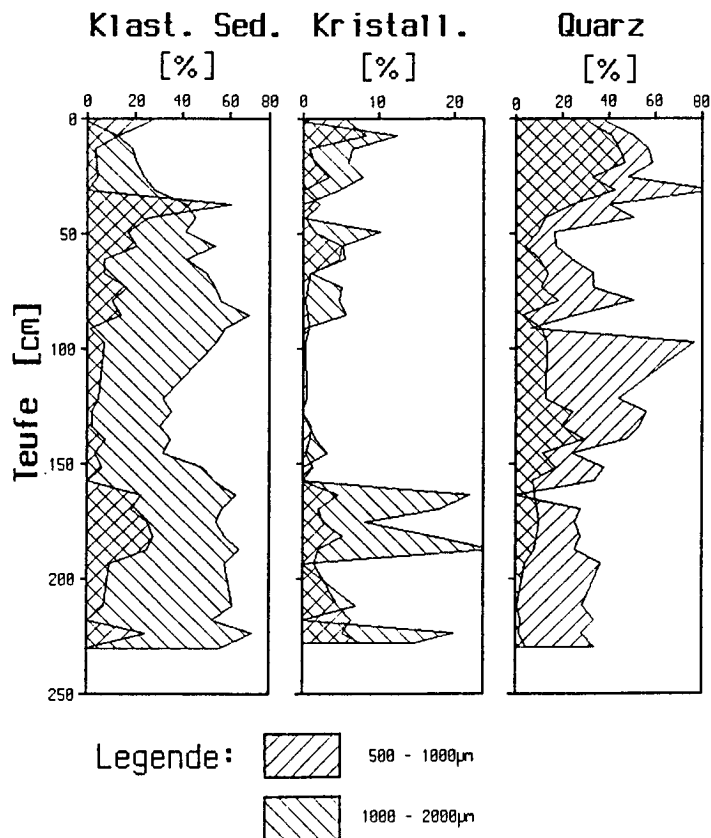


### 2.3.2. Unterschiede der IRD-Zusammensetzung in den Fraktionen 500-1000 $\mu\text{m}$ und 1000-2000 $\mu\text{m}$

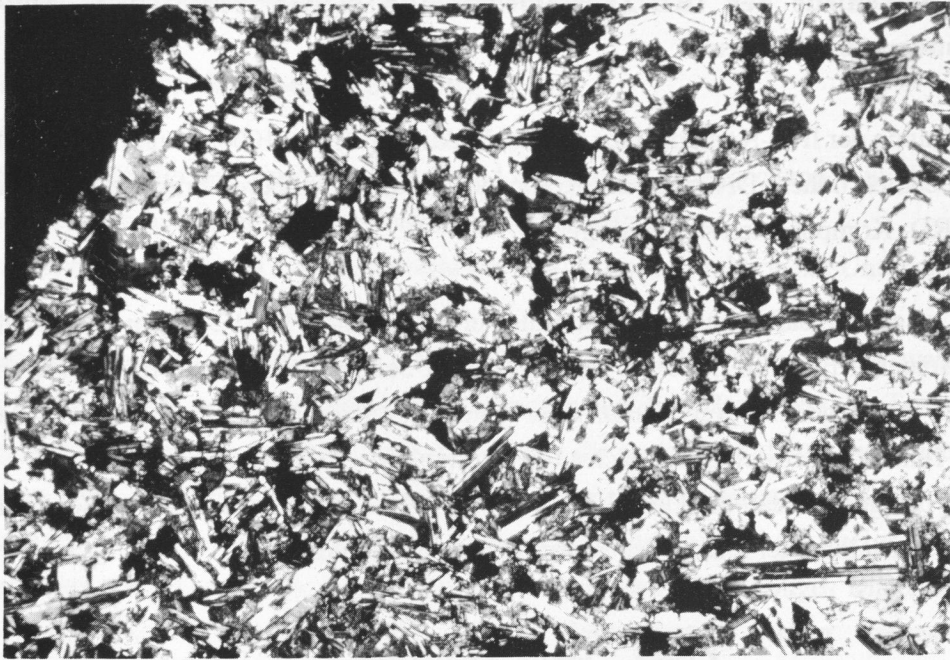
Die Auszählung der IRD-Komponenten in zwei Fraktionen (500- 1000 $\mu\text{m}$  und 1000-2000 $\mu\text{m}$ ) ergab eine deutlich höhere Diversität der Komponenten in der gröberen Fraktion, während die Anzahl der IRD- Komponenten stets geringer ist.

Qualitativ zeigt sich, daß Kristallinkomponenten in der Fraktion 1000-2000 $\mu\text{m}$  4mal häufiger sind als in der feineren Fraktion (Abb. 9). Bei klastischen Sedimentgesteinen wird ein Faktor von 2-3 beobachtet. Demgegenüber zeigt Quarz in der feineren Fraktion bis zu 4mal höhere Gehalte (Abb. 9). Diese Tendenz setzt sich in der nächst feineren Fraktion 250-500 $\mu\text{m}$  fort.

Insgesamt belegt dies, daß die Quarzkörner in den feineren Fraktionen zum großen Teil aus zerbrochenen Kristallin-oder klastischen Sedimentgesteinen bestehen.



**Abb. 9:** Kornzahl-% von 3 IRD-Komponentengruppen (klastische Sedimentgesteine, Kristallinite, Quarzkörner) in Abhängigkeit von der ausgezählten Korngröße (500-1000 $\mu\text{m}$  und 1000-2000 $\mu\text{m}$ ). Quarzkörner sind die einzige Komponentengruppe, deren relative Häufigkeit in der feineren Fraktion häufiger ist als in der gröberen. Beispiel: KAL 21527-12.



**Abb. 10:** Dünnschliff eines alterierten Basaltes vom Nansen-Gakkel Rücken (Vergrößerung 25x).



**Abb. 11:** "Mikronodules", Minimanganknollen, KAL 21527-12 (210- 212cm), Korngröße der Komponenten: 500-1000µm.

### 2.3.3. Unterscheidung von IRD gegenüber nicht eistransportierten Komponenten in der Fraktion 500-2000 $\mu$ m

Grobkörnige Sedimente werden in pelagischen Ablagerungen nur durch Eis kontinuierlich und in großer Menge transportiert. Trotzdem gehören offensichtlich einige Komponenten in der Fraktion 500-2000 $\mu$ m nicht zum IRD. Sie werden hier kurz charakterisiert, um die IRD-Komponenten einzugrenzen.

- Komponenten wie Eisenhydroxid (Tafel 3d) und Pyrit können zwar im Einzelfall ebenfalls eistransportiert sein, da sie jedoch einen relativ frischen Erhaltungszustand in den bearbeiteten Proben aufweisen, wird hier angenommen, daß es sich um autigenes Material handelt.
- Bei den in der Fraktion 500-1000 $\mu$ m auftretenden vulkanogenen Komponenten handelt es sich in allen Proben um sehr poröse Basalte. Sie weisen deutliche Alterationserscheinungen subaquatisch entstandener Basalte wie braune Verwitterung der Olivine auf. Polarisationsmikroskopische Untersuchungen an Basaltbruchstückchen in Dünnschliffen (Abb. 10) zeigten, daß es sich dabei um typischen Mittelozeanischen-Rücken-Basalt handelt: Die Olivine bestehen zumeist aus Chrysolith-Forsterit mit >20% Fe, der Anorthit-Gehalt der Plagioklase liegt bei 40-60% (RICHTER, mdl. Mitt.).
- "Mikronodules" (Mini-Manganknollen) wurden in Probenstratigraphisch unterschiedlicher Lage gefunden. Sie gelten als autigene Ausfällungen im Zusammenhang mit hydrothermalen Lösungen (Abb. 11) (PUTEANUS 1986).
- Biogene Komponenten können grundsätzlich von den Schelfen durch Eis aufgenommen worden sein. Die vorkommenden Arten benthischer Foraminiferen in der Fraktion >500 $\mu$ m (*Pyrgomurrhina* dominiert deutlich) sprechen jedoch eindeutig für ein pelagisches Milieu (STRUCK, mdl. Mitt.). Somit scheidet auch bei dieser Komponentengruppe Eistransport aus.

## 2.4. Analyse der eistransportierten Komponenten

### 2.4.1. Untersuchungen unter dem Binokular

Zur Untersuchung des IRD wurden die Komponenten der Fraktionen 500-1000 $\mu$ m und 1000-2000 $\mu$ m z.T. zunächst getrennt voneinander (Abb. 9) unter dem Binokular (20-40fache Vergrößerung) ausgezählt. Dabei wurde die Größe der Proben wenn möglich so gewählt, daß sie 300-500 lithogene Komponenten >500 $\mu$ m enthielten (gegebenenfalls mit dem Probenteiler gesplittet), um statistische Berechnungen zu ermöglichen. Insgesamt wurden 775 Proben quantitativ untersucht (als Beispiel siehe Tafel 1):

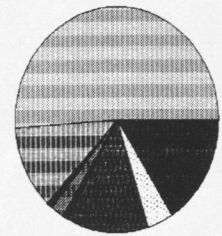


## Tafel 1

- (a) IRD-Komponenten in einer typischen Schüttung aus Subzone B<sub>1</sub>. Zusätzlich ist die relative Häufigkeit der 9 Hauptkomponenten als "Torten"-Diagramm dargestellt. Klastische Sedimentgesteine (hier Siltsteine) dominieren in dieser Probe und sind auch generell für diese Subzone charakteristisch.
- (b) IRD-Komponenten in einer typischen Schüttung aus Subzone B<sub>2</sub>. Zusätzlich ist die relative Häufigkeit der 9 Hauptkomponenten als "Torten"-Diagramm dargestellt. Kristallingesteine sind in dieser Probe mit 17% besonders häufig; sie charakterisieren diese Subzone.
- (c) IRD-Komponenten in einer typischen Schüttung aus Subzone C. Zusätzlich ist die relative Häufigkeit der 9 Hauptkomponenten als "Torten"-Diagramm dargestellt. Kieselgesteine zeigen hier eine für diese Komponentengruppe überdurchschnittliche Häufigkeit.
- (d) IRD-Komponenten in einer typischen Schüttung aus Subzone D. Zusätzlich ist die relative Häufigkeit der 9 Hauptkomponenten als "Torten"-Diagramm dargestellt. Kohlefragmente dominieren in dieser Probe und charakterisieren diese Zone.



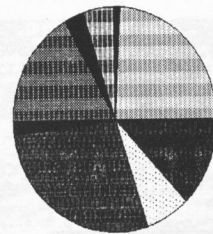
GKG 21528 (8-9cm) IRD-Zone B<sub>1</sub>



51% Siltsteine  
0% Kohle  
12% Quarzit  
1% Phyllit  
2% Kristallite  
1% Kieselgest.  
13% Quarz  
4% Feldspat  
16% Kalk



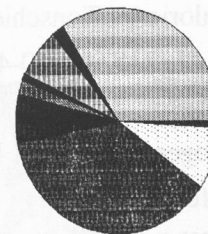
GKG 21527 (13-14cm) IRD-Zone B<sub>2</sub>



24% Siltsteine  
1% Kohle  
5% Quarzit  
3% Phyllit  
17% Kristallite  
2% Kieselgest.  
28% Quarz  
7% Feldspat  
13% Kalk



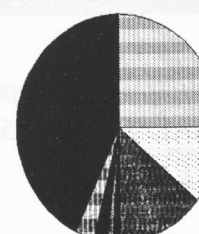
KAL 21525 (80-85cm) IRD-Zone C



34% Siltsteine  
2% Kohle  
7% Quarzit  
1% Phyllit  
2% Kristallite  
7% Kieselgest.  
37% Quarz  
9% Feldspat  
1% Kalk



KAL 21524 (130-135cm) IRD-Zone D

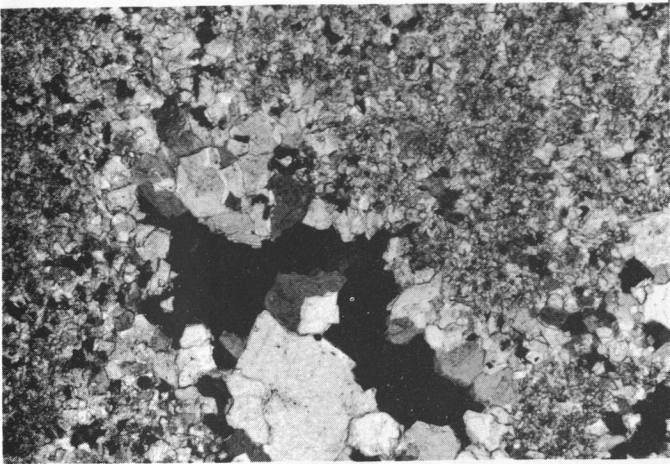


25% Siltsteine  
43% Kohle  
3% Quarzit  
2% Phyllit  
1% Kristallite  
1% Kieselgest.  
14% Quarz  
11% Feldspat  
1 1/2% Kalk

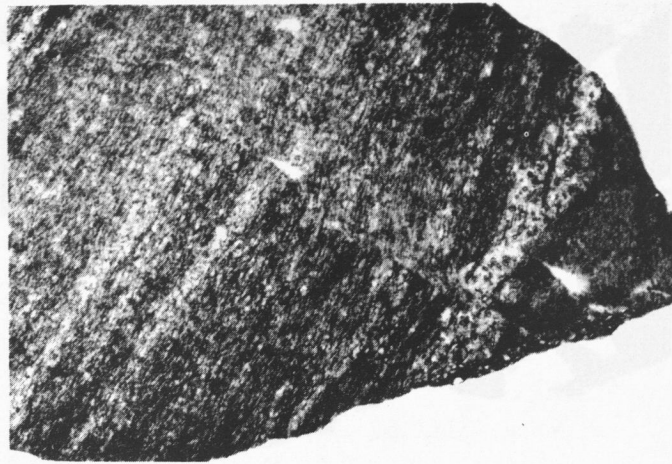
## Tafel 2

- (a) Inhomogenes Marmorkorn: IRD-Komponentengruppe "Karbonatite" (Vergr. 94x →Nicols).  
-GKG 21527 (14-15cm): IRD Subzone B<sub>2</sub>.
- (b) Chlorierter Tonschiefer: IRD-Komponentengruppe "Phyllite" (Vergr. 25x).  
-KAL 21524 (410-415cm): IRD-Zone I.
- (c) Biogener Kalk mit Foraminiferen (Vergr. 25x) (Fundort Barentsschelf: ca. 200m Wassertiefe).  
- GKG 21511 -als IRD- Komponente nicht im Probengebiet beobachtet.
- (d) Mittelkörniger Quarzphyllit, IRD-Komponentengruppe "Phyllite" (Vergr. 25x →Nicols).  
- KAL 21525 (220cm): IRD-Zone E.
- (e) Kieselgestein mit nadeligen und runden Organismenresten.(Vergr. 25x →Nicols).  
- KAL 21519 (275cm): IRD-Zone B<sub>2</sub>.
- (f) Granit, IRD-Komponentengruppe "Kristallinite" (25x).  
- KAL 21519 (135-140cm): IRD-Zone B<sub>2</sub>.





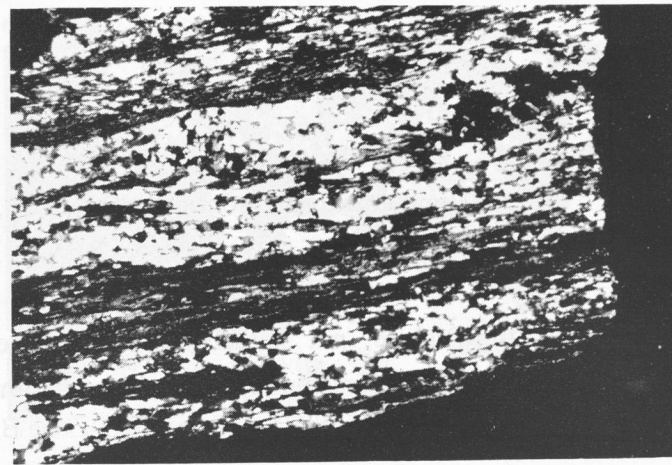
a



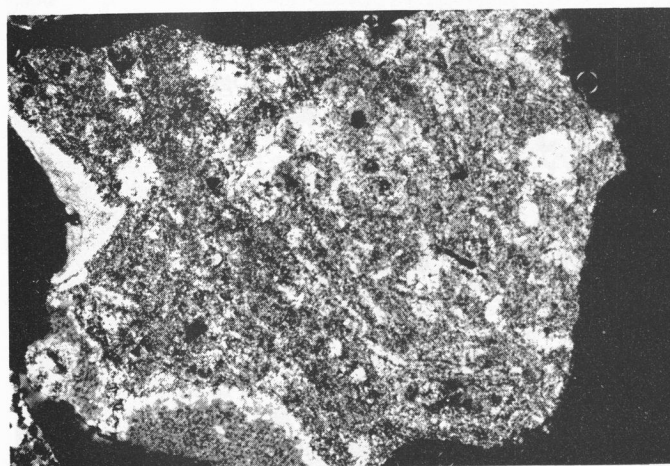
b



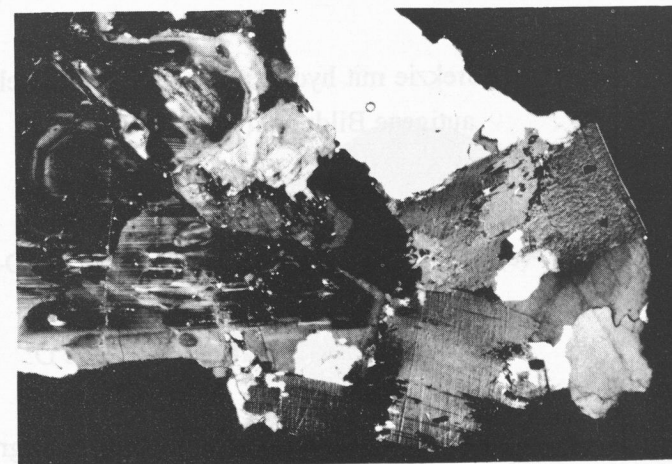
c



d



e



f

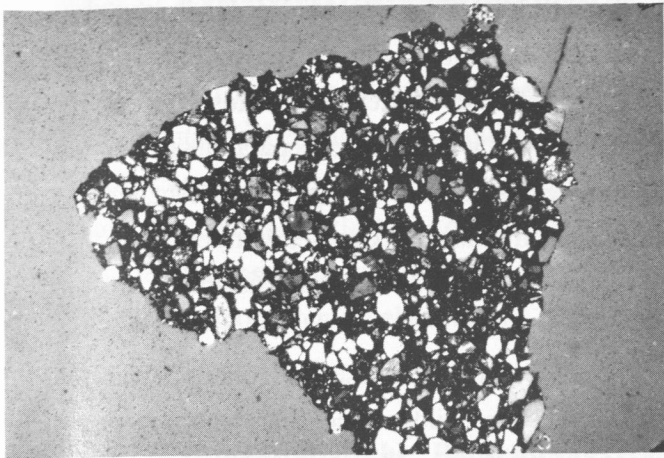
## Tafel 2

---

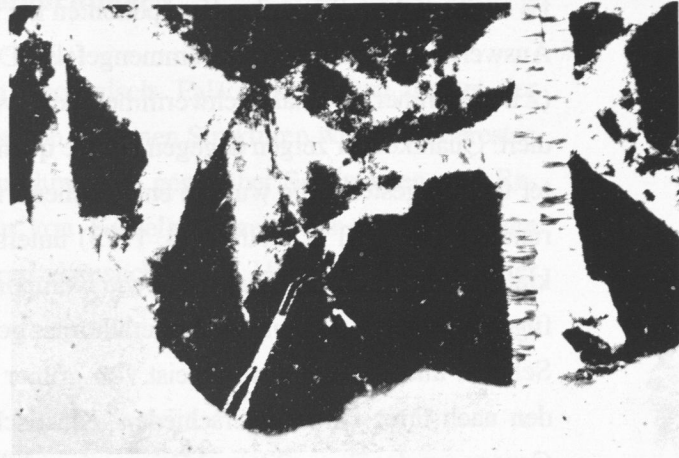
### Tafel 3

- (a) Glimmerhaltiger, brekziöser Sandstein, IRD-Komponentengruppe "klastische Sedimentgesteine" (Vergr. 25x, +Nicols) -KAL 21521 (170-175cm): IRD-Zone B<sub>3</sub>.
- (b) Brekzie mit kieseligem Bindemittel (Mikroquarz-und Chalcedonrißfüllungen), IRD-Komponentengruppe "klastische Sedimentgesteine" (Vergr. 94x, +Nicols).  
-GKG 21528 (35- 36cm): IRD-Zone B<sub>4</sub>.
- (c) Feinsandstein, IRD-Komponentengruppe "klastische Sedimentgesteine" (Vergr. 25x, +Nicols)  
-GKG 21528 (19- 20cm): IRD-Zone B<sub>3</sub>.
- (d) Brekzie mit hydroxidischem Bindemittel, nicht als IRD-Komponente gezählt (möglicherweise autigene Bildung) (Vergr. 94x).  
-KAL 21527 (120cm): IRD-Zone D.
- (e) Feinkörniger, homogener Quarzit, IRD-Komponentengruppe "Quarzite" (Vergr. 25x, + Nicols).  
-KAL 21528 (215cm): IRD- Zone D.
- (f) Klastisches Sedimentgestein mit Korngrößenwechsel, IRD- Komponentengruppe "klastische Sedimentgesteine" (Vergr. 25x, +Nicols).  
-KAL 21528 (125-129cm): IRD-Zone D.

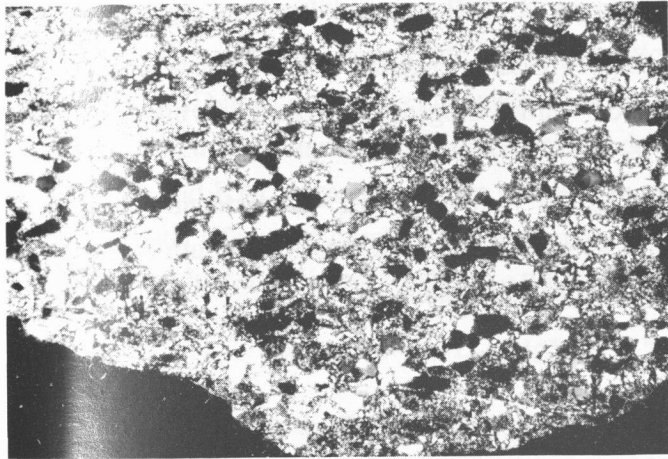




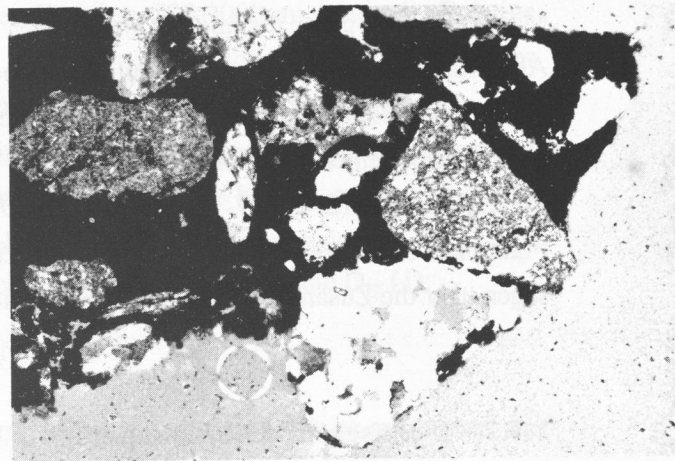
a



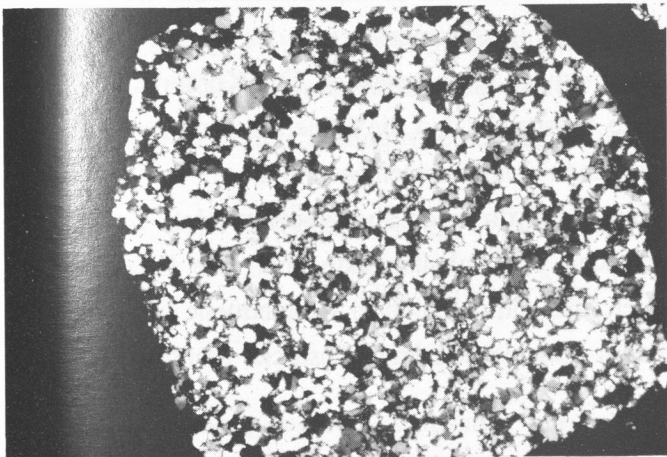
b



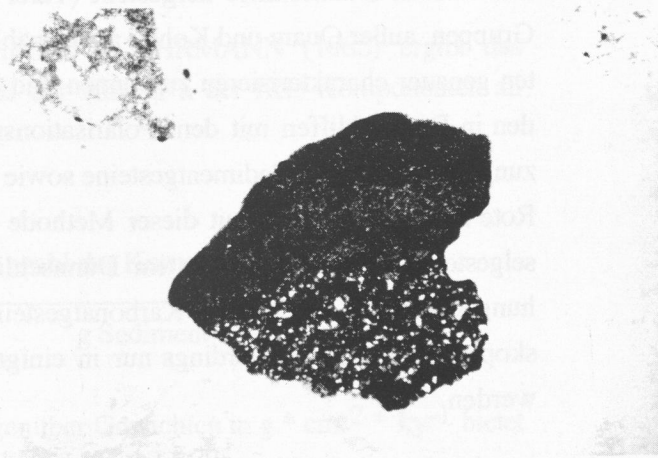
c



d



e



f

Tafel 3



Es zeigte sich, daß einzelne Komponenten nur sehr selten auftraten. Diese wurden bei der weiteren Auswertung zu Gruppen zusammengefaßt: Die Gruppe der monomineralischen Kristallinkörner (z.B. Glimmer, Granat, Schwermineralien) wurde zu den häufiger auftretenden Feldspäten adiiert. Quarzkörner zeigen dagegen andere quantitative Muster und wurden daher separat ausgewertet und dargestellt. Sie wurden entsprechend ihrer Rundungsgradklassen (eckig, angerundet, gerundet) (nach PETTIJOHN et al. 1973) unterschieden. Zu den Kristallingesteinen wurden leukokrate und melanokrate Gesteine sowie Komponenten aus mindestens zwei durch kristallines Gefüge miteinander verbundene Mineralkörner gezählt.

Schiefer und Phyllite waren meist von grüner Farbe, Quarzite und Kieselgesteine ("cherts") wurden nach ihrer Farbe unterschieden. Klastische Sedimentgesteine bilden eine sehr inhomogene Gruppe, zu der Ton-, Silt- und Feinsandsteine gerechnet werden. Sie wurden zunächst nach Korngrößen ihrer Komponenten sowie nach Farben und Grautönung unterschieden. Kohlebruchstücke zeigen in allen Proben ein ähnliches Aussehen. Karbonatgesteine konnten fast ausschließlich als Marmore oder Sparite identifiziert werden.

Alle Komponenten wurden zu neun Komponentengruppen zusammengefaßt, die in allen Proben >95% ausmachen. Zur Bestimmung des Anteils an IRD wurden biogene, autigene und vulkanogene Komponenten subtrahiert.

Im KAL 21519-12, 21527-12, 21529-8 UND GKG 21525-7 wurden die IRD-Komponenten der Fraktionen 500-1000 $\mu$ m und 1000-2000 $\mu$ m zusätzlich getrennt voneinander ausgezählt, um Aussagen über die Zusammensetzung innerhalb dieser Fraktionen zu erhalten.

#### **2.4.2. Dünnschliff-Mikroskopie**

Von insgesamt mehr als 600 ausgewählten Körnern (>500 $\mu$ m) aus 43 Sedimentproben von 6 Kernen wurden Dünnschliffe hergestellt (Tafel 2 und 3). Dabei wurden Komponenten aller IRD-Gruppen, außer Quarz und Kohle, ausgewählt, um die Mineralzusammensetzung der Komponenten genauer charakterisieren zu können und Fehlbestimmungen auszuschließen. Die Körner wurden in Dünnschliffen mit dem Polarisationsmikroskop untersucht und die Mineralzusammensetzung der klastischen Sedimentgesteine sowie der kristallinen Komponenten bestimmt.

Rote Siltsteine konnten mit dieser Methode gegenüber Fe-Hydroxiden abgegrenzt werden. Kieselgesteine ("cherts") wurden im Dünnschliff untersucht, um Anhaltspunkte über ihre Entstehungsgeschichte zu erhalten. Karbonatgesteine wurden hinsichtlich biogener Bestandteile mikroskopiert. Es konnten allerdings nur in einigen Körnern biogene Schalenbruchstücke identifiziert werden.

### 2.4.3. Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen

Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop am Geologisch- Paläontologischen Institut der Universität Kiel erlaubten eine eindeutige Abgrenzung von biogenen Strukturen wie Gehäuseresten großer agglutinierender Foraminiferen (bis 15mm Durchmesser) gegenüber Sandsteinen und Resten von "Schlammklasten" (mudclasts). Aufnahmen von Kieselgesteinen, Ton- und Siltsteinen wurden durchgeführt, um diese auf biogene Strukturen abzusuchen, die Hinweise auf das Alter dieser Komponenten gegeben hätten.

### 2.5. Sedimentologische Berechnungsverfahren

Von allen IRD-Komponenten wurden für jeden Kern die relativen Häufigkeiten jeder Komponentengruppe an den lithogenen IRD-Komponenten der Fraktion 500-2000µm ermittelt. Relative Häufigkeiten (Summenprozente) bieten den Vorteil, daß auch in Bereichen mit insgesamt sehr wenig IRD noch qualitative Unterschiede in ihrer Zusammensetzung ermittelt werden können.

Proben zur Bestimmung des Wassergehalts des Sediments wurden sofort nach dem Öffnen der GKG und KAL entnommen. Die Messungen wurden am "Institut für biologische und geologische Wissenschaften in Tromsø" durchgeführt und sind in SPIELHAGEN et al. (1988) publiziert.

Das Produkt des Wassergehalts  $W_{ct}$  mit der Feuchtdichte ergibt die Trockendichte  $D_{tr}$  (1):

$$(1) \quad D_{tr} [g \cdot cm^{-3}] = D_{sed} [g \cdot cm^{-3}] * W_{ct} [\%] / 100$$

Multipliziert man die Trockendichte  $D_{tr}$  mit der linearen Sedimentationsrate LSR, so erhält man die Gesamtakkumulationsrate  $AR_{bulk}$  (2) (VAN ANDEL et al. 1975).

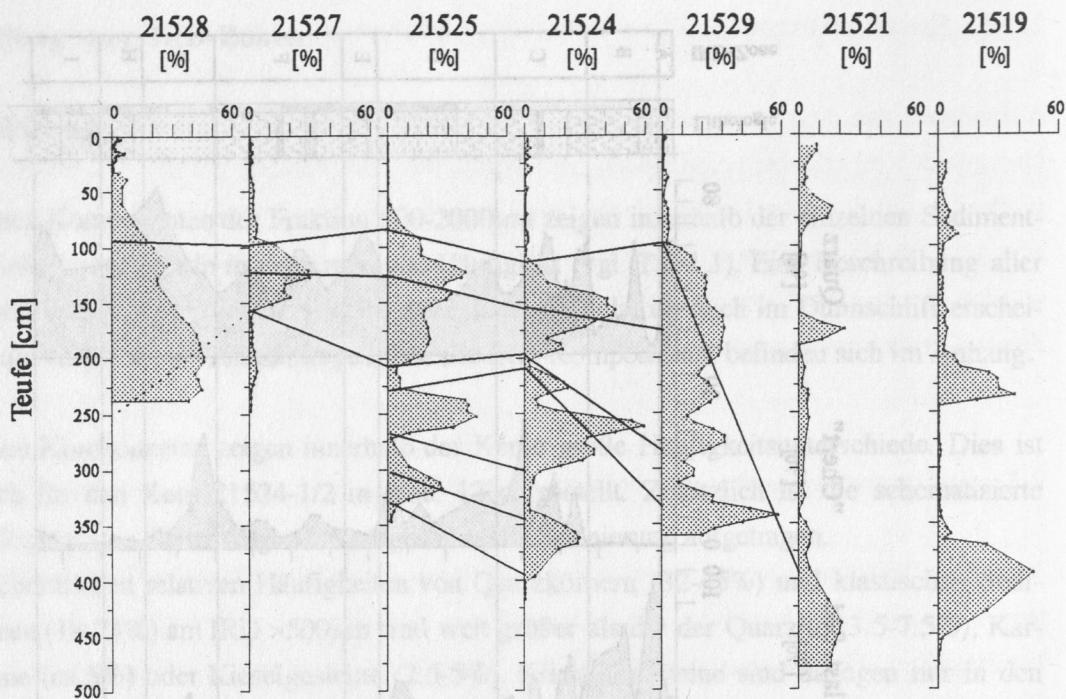
$$(2) \quad AR_{bulk} [g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}] = D_{tr} [g \cdot cm^{-3}] * LSR [cm \cdot ky^{-1}]$$

In Anlehnung an das Berechnungsverfahren bei THIEDE & EHRMANN (1985) ergibt das Produkt aus der Gesamtakkumulationsrate  $AR_{bulk}$  und der Anzahl  $n$  der IRD-Komponenten an dem Gewicht der Gesamtprobe den IRD-Flux (3).

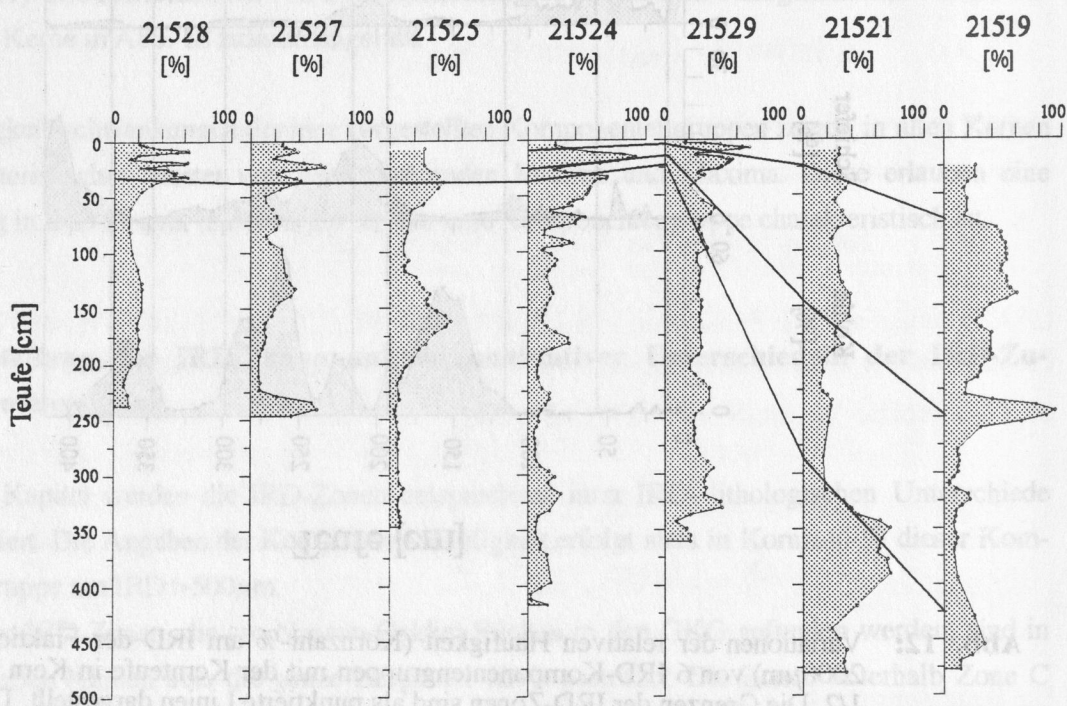
$$(3) \quad IRD\text{-Flux} [n \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}] = \frac{AR_{bulk} [g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}] * \text{Anzahl der Komp. IRD} > 500 \mu m}{g \text{ Sediment}}$$

Die Berechnung des IRD-Fluxes in  $n \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$  gegenüber Gewichten in  $g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$  bietet den Vorteil, daß keine Rücksicht auf unterschiedliche Dichteunterschiede der einzelnen Komponenten (z.B. von Kohle, ca.  $1.5g/cm^3$ , und Granit, ca.  $2.7g/cm^3$ ) genommen werden muß.



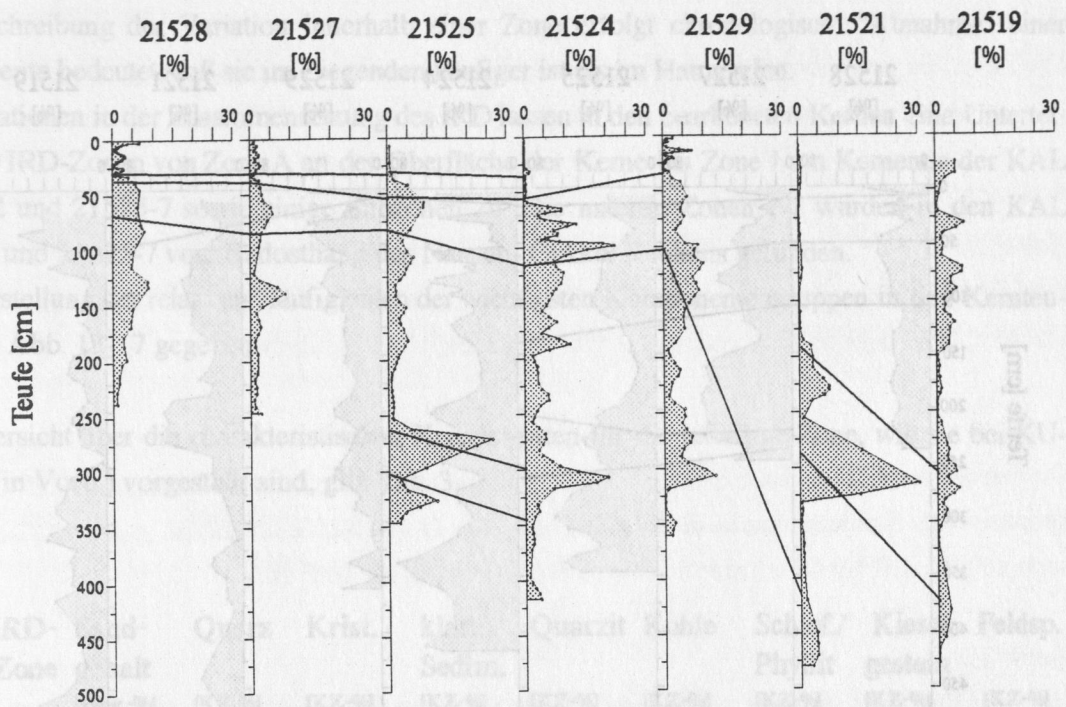


**Abb. 13:** Relative Häufigkeit der Kohlefragmente am IRD der Fraktion 500-2000 $\mu$ m (Kornzahl-%) in den bearbeiteten Sedimentkernen entsprechend der Teufe mit Korrelationen der Kerne untereinander.

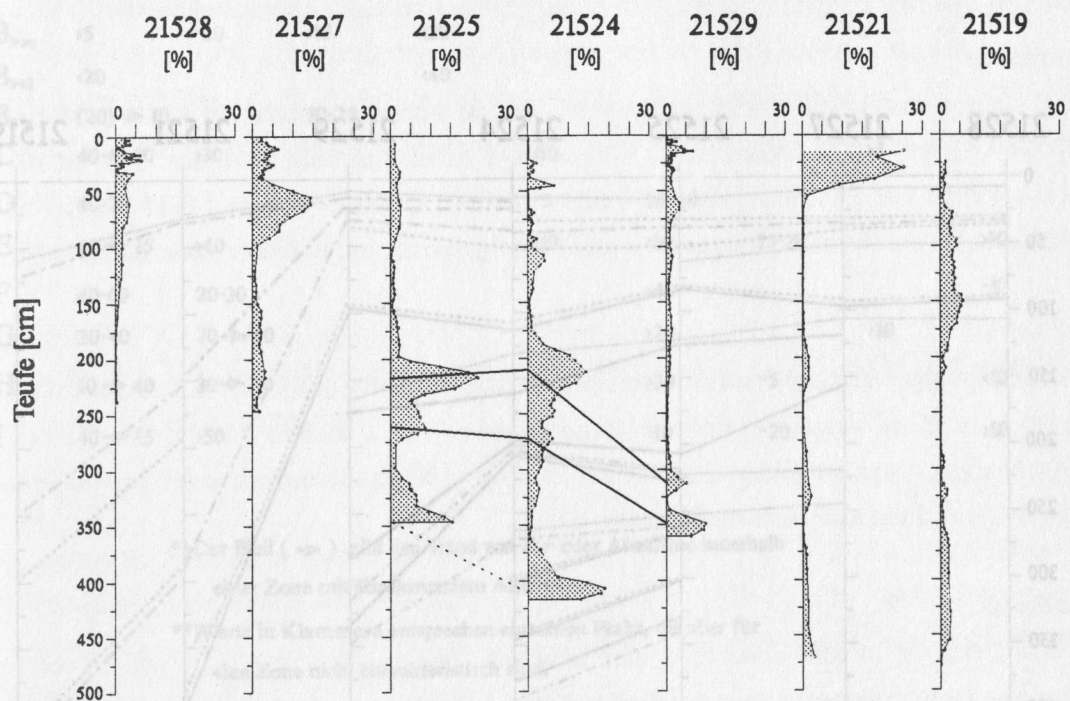


**Abb. 14:** Relative Häufigkeit der klastischen Sedimentgesteine am IRD der Fraktion 500-2000 $\mu$ m (Kornzahl-%) in den bearbeiteten Sedimentkernen entsprechend der Teufe mit Korrelationen der Kerne untereinander.

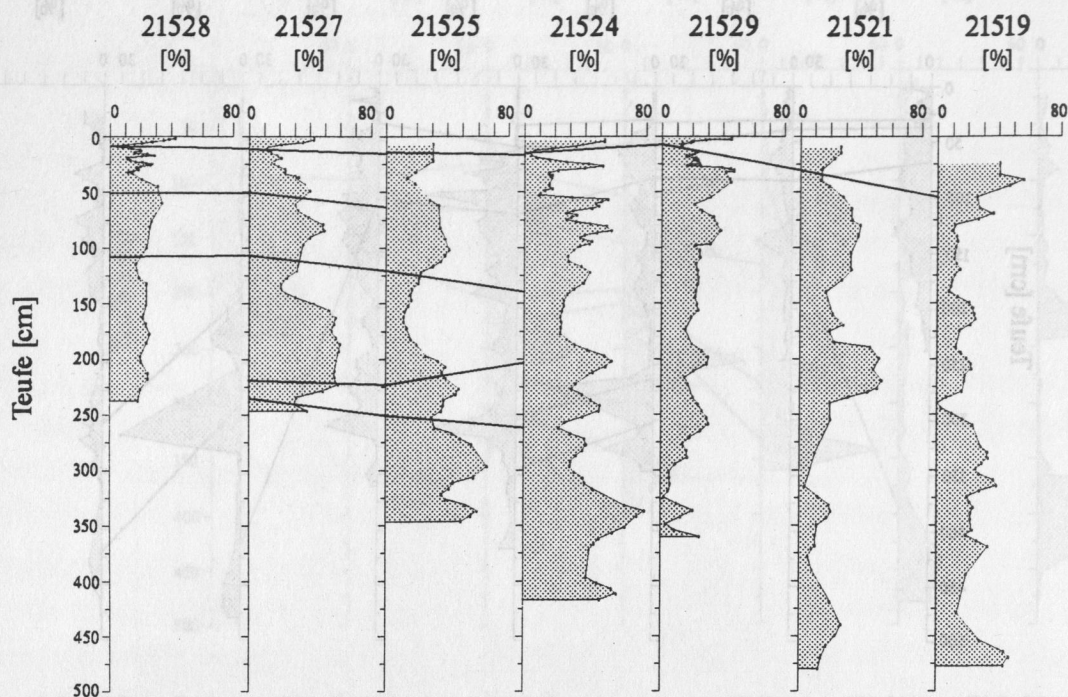




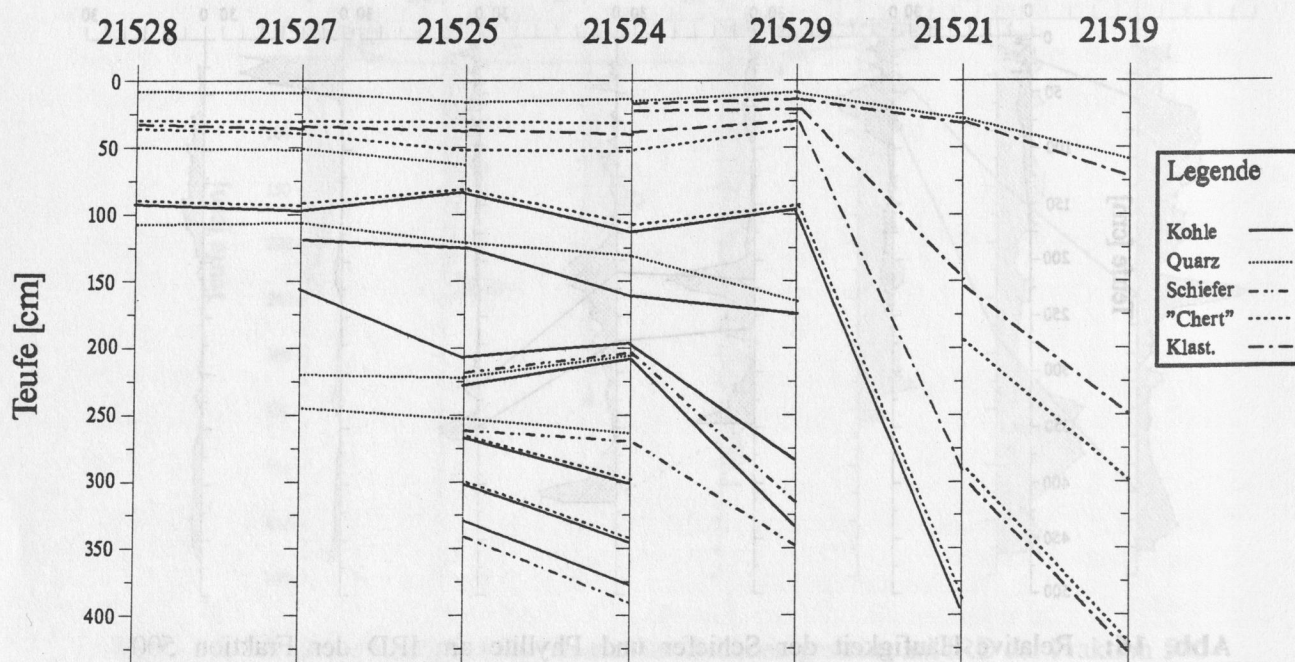
**Abb. 15:** Relative Häufigkeit der Kieselgesteine am IRD der Fraktion 500-2000 $\mu$ m (Kornzahl-%) in den bearbeiteten Sedimentkernen entsprechend der Teufe mit Korrelationen der Kerne untereinander.



**Abb. 16:** Relative Häufigkeit der Schiefer und Phyllite am IRD der Fraktion 500-2000 $\mu$ m (Kornzahl-%) in den bearbeiteten Sedimentkernen entsprechend der Teufe mit Korrelationen der Kerne untereinander.



**Abb. 17:** Relative Häufigkeit der Quarzkörner am IRD der Fraktion 500-2000µm (Kornzahl-%) in den bearbeiteten Sedimentkernen entsprechend der Tiefe mit Korrelationen der Kerne untereinander.



**Abb. 18:** Korrelationen zwischen den bearbeiteten Sedimentkernen mit 5 IRD-Komponenten (Abb. 13-17).



Die Beschreibung der Variation innerhalb einer Zone erfolgt chronologisch: "Abnahme" einer Komponente bedeutet, daß sie im Liegenden häufiger ist als im Hangenden.

Die Variationen in der Zusammensetzung des IRD lassen in den bearbeiteten Kernen eine Unterteilung in 9 IRD-Zonen von Zone A an der Oberfläche der Kerne bis Zone I am Kernende der KAL 21524-2 und 21525-7 sowie einige Subzonen zu. Die unteren Zonen F-I wurden in den KAL 21524-2 und 21525-7 vom Südosthang des Nansen- Gakkel Rückens gefunden.

Eine Darstellung der relativen Häufigkeiten der wichtigsten Komponentengruppen in den Kernteufen ist in Abb. 13-17 gegeben.

Eine Übersicht über die charakteristischen Komponenten für die jeweilige Zone, wie sie bei KUBISCH (in Vorb.) vorgestellt sind, gibt Tab. 3.

IRD- Zone	Sand- gehalt [Gew.-%]	Quarz [KZ-%]	Krist. [KZ-%]	klast. Sedim. [KZ-%]	Quarzit [KZ-%]	Kohle [KZ-%]	Schief./ Phyllit [KZ-%]	Kiesel- gestein [KZ-%]	Feldsp. [KZ-%]
A	5-20	10 → 40	5-10	40 → 20					
B <sub>1</sub>	5-20			40-60					
B <sub>2</sub>	5-(40)		10-20						
B <sub>3-1</sub>	10			50					
B <sub>3-2</sub>	5	30	15	20					
B <sub>3-2</sub>	20			40					
B <sub>4</sub>	(20) → 10		10-25						
C	40 → 10	30			10			5	
D	40-20				5	20-40			
E	40 → 15	40			10	10	15-20		10
F	40-60	20-30				40			5
G	20-40	70 → 40			20			10	
H	10 → 40	30 → 70			30	5			10
I	40 → 15	50			10	20			10

\*) Der Pfeil ( → ) gibt den Trend von Zu- oder Abnahme innerhalb einer Zone mit abnehmendem Alter an.

\*\*) Werte in Klammern entsprechen einzelnen Peaks, die aber für eine Zone nicht charakteristisch sind.

**Tab. 3:** Charakterisierung der IRD-Zonen anhand der relativen Häufigkeit (Kornzahl-%) einer Komponentengruppe am IRD der Fraktion 500-2000µm.



### **Zone I:**

Die Zone I ist vor allem durch hohe Phyllit-Gehalte mit relativen Häufigkeiten von mehr als 20% gekennzeichnet. Der Kohle-Gehalt dieser Zone ist gering ( $<10\%$ ). Quarz ( $>50\%$ ) und Feldspat ( $>10\%$ ) zeigen erhöhte Werte.

### **Zone H:**

Für diese Zone ist viel Kohle ( $>30\%$ ) charakteristisch. Quarzite (5-10%) sind ebenfalls häufig, während Feldspat abnimmt und Quarz von  $<30\%$  auf  $>70\%$  zunimmt.

### **Zone G:**

Die Grenze von Zone H zu Zone G ist durch Kieselgesteine mit einem Maximum von  $>10\%$  gekennzeichnet. Kohle nimmt an der Grenze von Zone H von  $>20\%$  ab und ist in dieser Zone insgesamt selten ( $<10\%$ ). Quarz nimmt von 70% auf weniger als 40% ab.

### **Zone F:**

In dieser Zone ist Kohle mit  $>40\%$  sehr häufig, während Kieselgesteine seltener sind. Quarz (20-30%) und Feldspat (ca.5%) sind von geringer Bedeutung. Nur sehr wenig klastische Sedimentgesteine treten auf. Phyllit zeigt eine Häufigkeit von 3-4%.

Zone F zeigt insgesamt große Übereinstimmungen mit Zone D. Zone H weist insgesamt niedrigere Werte aller sedimentologischen Parameter sowie des Kohle-Anteils am IRD auf.

### **Zone E:**

Die Grenze von Zone F wird durch die Abnahme der Kohlefragmente auf  $<10\%$  gebildet. Geringe Kohle-Gehalte ( $<5\%$ ) kennzeichnen die gesamte Zone. Auffällig in dieser Zone ist das häufige Vorkommen von Phylliten ( $>20\%$ ). Quarzit ( $>10\%$ ), Quarz ( $>40\%$ ) und Feldspat ( $>10\%$ ) zeigen Maxima. Klastische Sedimentgesteine und Kieselgesteine sind in dieser Zone selten ( $<2\%$ ).

### **Zone D:**

An der Grenze von Zone E zu D nimmt Kohle von  $<5\%$  in Zone E auf  $>20\%$  zu. Im oberen Bereich dieser Zone steigt ihre relative Häufigkeit auf  $>40\%$ . In diesem Bereich sind Quarz und Feldspat häufiger. Quarzite bilden ein schwach ausgeprägtes Maximum von ca.5% im mittleren Bereich sowie am Anfang und Ende dieser Zone.

### **Zone C:**

Zone C beginnt in dem Bereich, in dem klastische Sedimentgesteine mehr als doppelt so häufig sind wie Kohlefragmente. Ihre durchschnittliche Häufigkeit in dieser Zone beträgt 20-30%. Feldspat sind mit  $>15\%$  Prozent vertreten. Die größte Komponentengruppe in dieser Zone ist Quarz mit  $>30\%$ , Kieselgesteine sind mit  $>5\%$  häufig, Quarzite nehmen auf  $<10\%$  ab. Auf der Barents-Tiefseebene zeigen die Kieselgesteine keine erhöhten Werte. Hier treten klastische Sedimentgesteine

und Quarz häufig auf.

Die Zusammensetzung des IRD in Zone C zeigt gleiche Tendenzen wie in Zone G.

### **Zone B:**

Zone B umfaßt eine Sedimentschicht, deren IRD-Zusammensetzung durch oft hohe Prozentsätze an klastischen Sedimentgesteinen und im Wechsel damit durch hohen Gehalt an Kristallingesteinen geprägt ist. Daraus lassen sich Subzonen 1. Ordnung (B1, B2, B3, B4) und 2. Ordnung (B3-s1, B3-xq, B3-s2) entsprechend der Maxima der verschiedenen Komponentengruppen ableiten (siehe unten). Folgendes Schema verdeutlicht diese Gliederung:

<b>Zone A</b>					
<b>Zone B</b>	<b>Subzonen</b>	<b>B1</b>			
	<b>(1. Ordng.)</b>	<b>B2</b>			
		<b>B3</b>	<b>Subzonen</b>	<b>B3-S1</b>	
			<b>(2. Ordng.)</b>	<b>B3-xq</b>	
				<b>B3-s2</b>	
		<b>B4</b>			
<b>Zone C etc.</b>					

#### **Subzone B4:**

Mehr als 10% Kristallingesteine am Nansen-Gakkel Rücken und >25% im Nansen Becken und am Barents Kontinentalfuß sowie erhöhte Gehalte an Schiefen und Phylliten kennzeichnen diese Subzone. Die Grenze von Zone C zu B wird durch den Anstieg der Kristallingesteine auf >10% mit gleichzeitiger Zunahme der klastischen Sedimentgesteine auf einen höheren Wert als Quarz gebildet.

#### **Subzone B3:**

Diese Subzone ist durch reichlich klastische Sedimentgesteine (über 30%, nie unter 10%) gekennzeichnet. Da sie in GKG 21527-18 und den KAL 21519-12 und 21521-15 stark gegliedert ist, wird sie in Subzonen 2. Ordnung unterteilt:

#### **Subzone B3-s2:**

Ein etwas geringeres Maximum klastischer Sedimentgesteine (<40%) als in B3 s1 charakterisiert diese Subzone. Die Quarzgehalte sind ebenfalls erhöht. Im Nansen Becken ist dieses Maximum nur sehr schwach ausgebildet, am Barents Kontinentalfuß ist diese Subzone auf eine sehr dünne Schicht begrenzt.

#### **Subzone B3-xq:**

Diese Subzone zeigt erhöhte Kristallinit-Gehalte von meist >15% am Nansen-Gakkel Rücken, am



Barents-Kontinentalfuß von >25%. Quarz ist mit ca.30% häufig, in GKG 21528-7 und KAL 21529-7 tritt ein Schiefer-und Phyllit-Maximum auf.

#### Subzone B3-s1:

Ein Maximum der klastischen Sedimentgesteine von >50% kennzeichnet diese Subzone . Im Nansen-Becken (KAL 21521-15) ist dieses Maximum geringer (ca. 30%) und zum Liegenden und Hangenden nicht scharf begrenzt. In dieser Zone kommen Kohlefragmente vor.

#### Subzone B2:

Bis zu 20% Kristallingesteine in GKG 21528-7 und 21527-18, sonst bis zu 10%, treten in dieser Subzone auf. In GKG 21525-2 ist diese Zone doppelt so mächtig wie in den anderen GKG. Der Gehalt an Kristallingesteinen beträgt dagegen nur 5%. In KAL 21529-8 ist die Grenze zu B1 nicht deutlich ausgebildet, da auch oberhalb dieser Subzone Kristallinite häufig sind. Ein Quarzit-Maximum tritt innerhalb dieser Subzone auf.

#### Subzone B1:

Diese Subzone umfaßt das oberste Maximum der klastischen Sedimentgesteine mit >40%, in GKG 21528-7, 21525-2 und 21529-7 sogar >60% dieser Komponenten.

#### Zone A:

Zone A ist durch eine starke Abnahme von klastischen Sedimentgesteinen von >40% auf <20% und eine Zunahme von Quarz von <10% auf >40% an der Oberfläche gekennzeichnet. Kristallingesteine sind mit 5-10% relativ häufig.

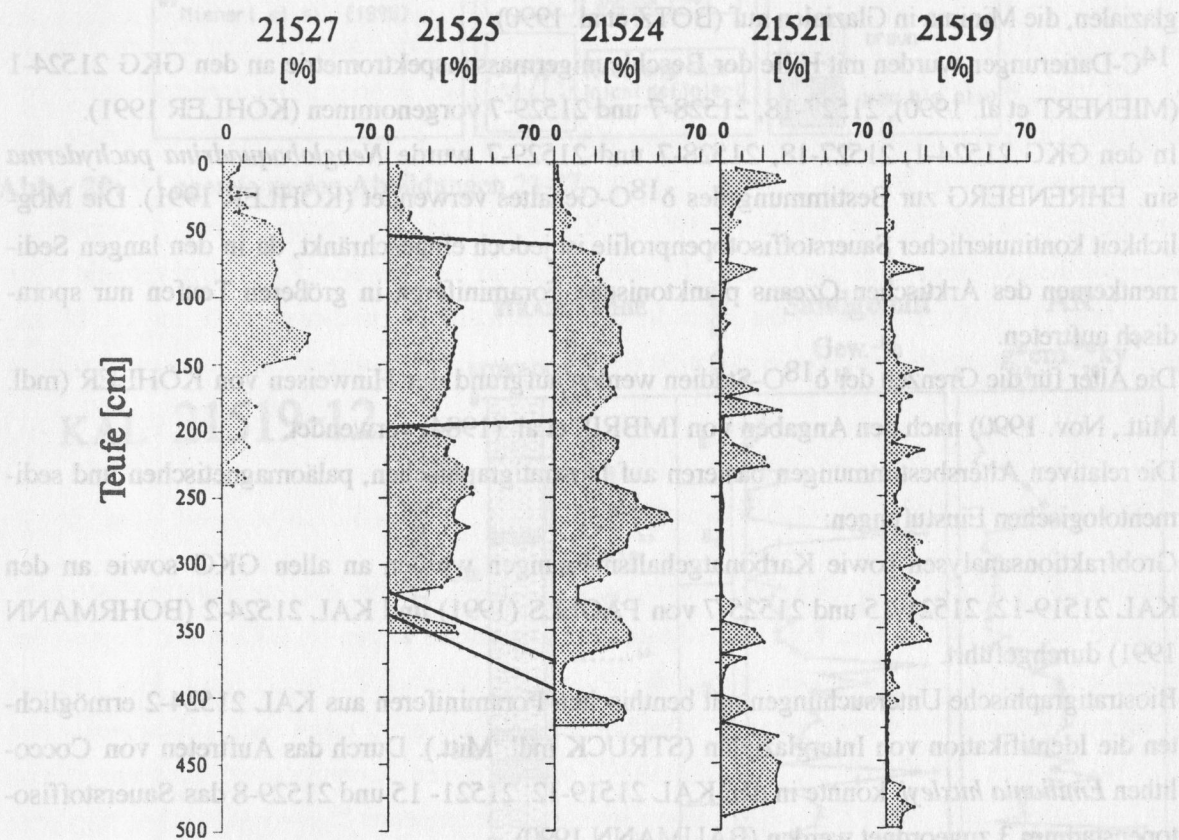
### 3.3. Der Gehalt an Material >63µm

Die Sandgehalte (Gewichts-% des Materials >63µm an der Gesamtprobe) von drei Sedimentkernen vom Nansen-Gakkel Rücken (21527-18/12, 21525-7, 21524-1/2 sowie je einem von der Barents- Tiefseebene (21521-15) und vom Barents-Kontinentalfuß (12519-12) sind in Abb. 19 gegen die Kernteufe dargestellt. Zusätzlich sind Korrelationen zwischen den Kernen 21524 und 21525 eingetragen. Im folgenden Kapitel finden sich Darstellungen des Sandgehaltes der Sedimentkerne in Verbindung zur Zonengliederung des IRD (Abb, 21-27), wie sie im vorangegangenen Abschnitt vorgestellt wurde. Da auf die Veränderungen der sedimentologischen Parameter (u. a. auch des Sandgehaltes) in Kapitel 5 mit einer zeitlichen Zuordnung noch detailliert eingegangen wird, sollen hier nur die generellen Tendenzen der Veränderungen im Sandgehalt aufgezeigt werden:

Die IRD-Zonen A-B sind am Nansen-Gakkel Rücken generell durch geringe Sandgehalte (<10%) gekennzeichnet, während die Kerne am Barents-Kontinentalfuß und in der Barents-Tiefseebene Sandgehalte bis 20% aufweisen.



Ein deutlicher Sandgehaltsanstieg auf 40% an der Grenze der IRD-Zonen B2/B3 im Kern 21525-2,-7 wird auf eine Rutschung zurückgeführt. Ab Zone C steigen die Sandgehalte an bis auf etwa 20%. In den Zonen D, E, F, H treten dagegen Sandgehalte von mehr als 25% auf, wobei in Zone E die Sandgehalte abnehmen. Der Sandgehalt in den Zonen G und besonders in I ist sehr gering (5- 15%).



**Abb. 19:** Gewichts-% des Materials der Korngröße  $>63\mu\text{m}$  am Gesamtsediment mit Korrelationen zwischen einzelnen Kernen in der Tiefe der Sedimentkerne.

#### 4. Stratigraphie

##### 4.1. Einführung

Die bearbeiteten Kerne sind nach verschiedenen absoluten und relativen Altersbestimmungsmethoden datiert worden.

Absolute Datierungen wurden mit  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten (Alpha- Spektroskopie),  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen und  $^{14}\text{C}$ -Datierungen durchgeführt (BOHRMANN 1991, EISENHAUER in Vorb., MIERNERT et al. 1990, KÖHLER 1991).

$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäts-Messungen wurden von BOHRMANN (1991) an den Kernen 21524-2 und 21528-3 durchgeführt. Die Ergebnisse für beide Kerne zeigen deutliche Unterschiede zwischen Bereichen mit hohen Werten (obere 80cm) gegenüber solchen mit geringen  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten (untere Kernabschnitte). Zum Kernende hin wurden in bestimmten Bereichen wieder erhöhte  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten gemessen. Daher können die Sedimente generell nicht älter als 300ka sein (BOHRMANN mdl. Mitt.).  $^{10}\text{Be}$ -Konzentrationen, die von EISENHAUER (in Vorb.) bestimmt wurden, zeigen ähnliche Schwankungen wie die  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten: Die Maxima treten in Inter-glazialen, die Minima in Glazialen auf (BOTZ et al. 1990).

$^{14}\text{C}$ -Datierungen wurden mit Hilfe der Beschleunigermassenspektrometrie an den GKG 21524-1 (MIENERT et al. 1990), 21527-18, 21528-7 und 21529-7 vorgenommen (KÖHLER 1991). In den GKG 21524-1, 21527-18, 21528-7 und 21529-7 wurde *Neoglobobulimina pachyderma* sin. EHRENBURG zur Bestimmung des  $\delta^{18}\text{O}$ -Gehaltes verwendet (KÖHLER 1991). Die Möglichkeit kontinuierlicher Sauerstoffisotopenprofile ist jedoch eingeschränkt, da in den langen Sedimentkernen des Arktischen Ozeans planktonische Foraminiferen in größeren Teufen nur sporadisch auftreten.

Die Alter für die Grenzen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien werden aufgrund der Hinweisen von KÖHLER (mdl. Mitt., Nov. 1990) nach den Angaben von IMBRIE et al. (1984) verwendet.

Die relativen Altersbestimmungen basieren auf biostratigraphischen, paläomagnetischen und sedimentologischen Einstufungen:

Grobfraktionsanalysen sowie Karbonatgehaltsmessungen wurden an allen GKG sowie an den KAL 21519-12, 21521-15 und 21525-7 von PAGELS (1991) und KAL 21524-2 (BOHRMANN 1991) durchgeführt.

Biostratigraphische Untersuchungen mit benthischen Foraminiferen aus KAL 21524-2 ermöglichten die Identifikation von Interglazialen (STRUCK mdl. Mitt.). Durch das Auftreten von Coccolithen *Emiliania huxleyi* konnte in den KAL 21519-12, 21521-15 und 21529-8 das Sauerstoffisotopenstadium 3 zugeordnet werden (BAUMANN 1990).

Paläomagnetische Untersuchungen (magnetischen Suszeptibilität, remanente Magnetisierung) in Verbindung mit Coccolithen-Vorkommen ermöglichten eine Korrelation aller GKG vom Nansen-Gakkel Rücken sowie der KAL 21519-12, 21521-15 und 21529-8 durch die Identifikation von 7 kurzen, geomagnetischen Ereignissen in den letzten 200ky (NOWACZYK & BAUMANN in Vorb.). Weiterhin konnte nachgewiesen werden, daß in keinem der Kerne die Brunhes-Matuyama Grenze (730ka) erreicht wurde (NOWACZYK 1990).

Die Kerne am Nansen-Gakkel Ridge sind hinsichtlich ihrer Lithologie gut korrelierbar (Abb. 18). Dabei enthalten KAL 21524-2 und 21525-7 im Liegenden Sedimentschichten, die in den übrigen Kernen nicht erreicht wurden. Insgesamt ist die stratigraphische Stellung der Schichten, deren Alter älter als ca. 130ka sind, noch unsicher, da absolute Datierungen fehlen. Die hier verwendete Stratigraphie muß unter diesem Vorbehalt betrachtet werden. Zwischen den verschiedenen Altersfixpunkten wurde linear interpoliert.



Quellenangabe (**)	Stratigraphie	Lithologie/Farbe
<sup>13</sup> Baumann (1998)	2	siltiger Ton
<sup>23</sup> Bohrmann, mdl. Mitt.	3	sandiger siltiger Ton
<sup>33</sup> Struck, mdl. Mitt.	?	Sand
<sup>43</sup> Eisenhauer, mdl. Mitt.		sandiger Silt
<sup>53</sup> Pagels, in Vorb.		Ton
<sup>63</sup> Nowaczyk & Baumann (subm.)		braun
<sup>73</sup> Köhler, in Vorb.		grau bis oliv
<sup>83</sup> Mienert et al. (1998)		
	absolute Altersangabe mit Quellenangabe (**) 10ka	
	Stadiengrenze nicht definiert	

Abb. 20: Legende zu den Abbildungen 21-27.

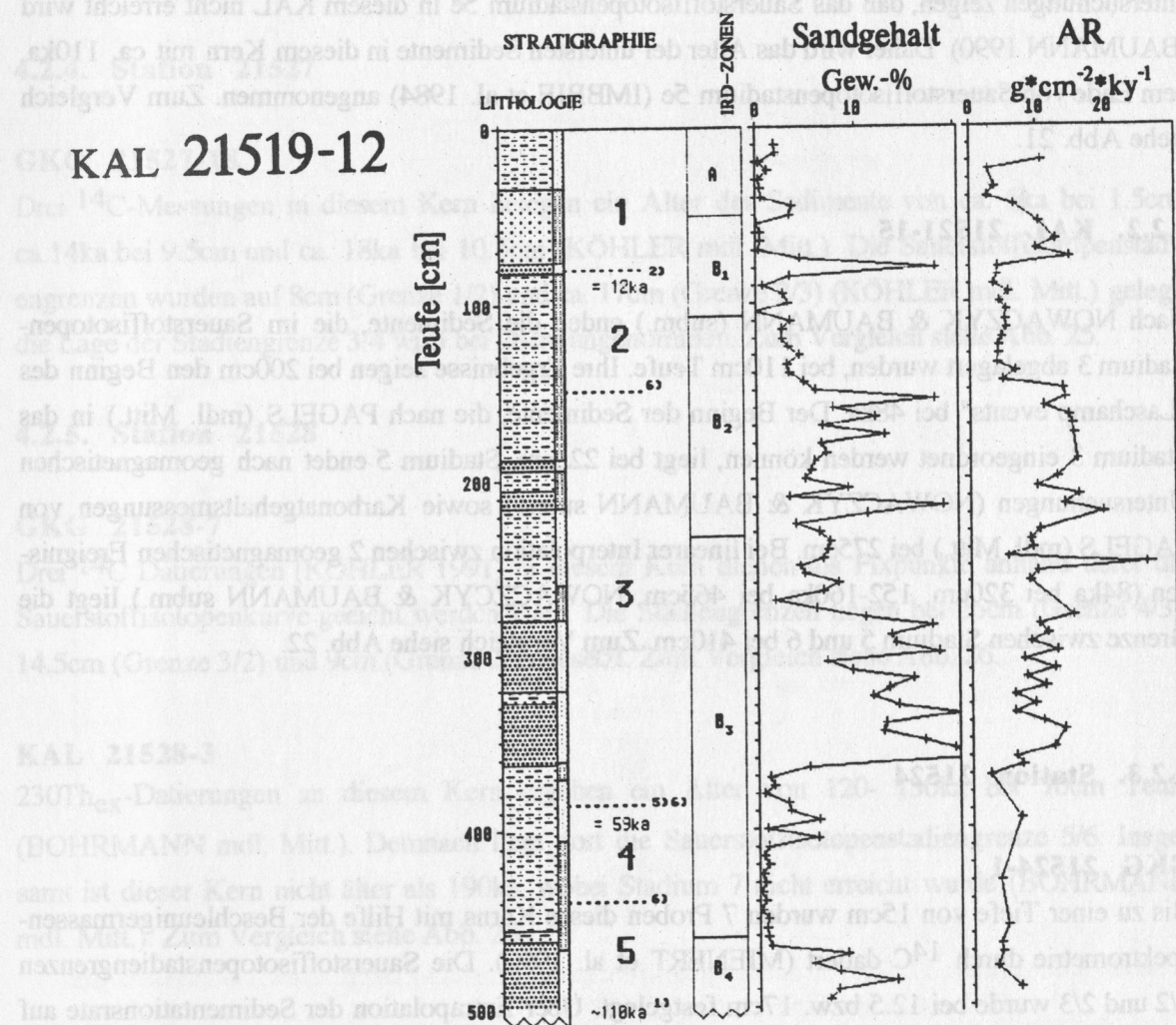


Abb. 21: KAL 21519-12; Lithologie, Stratigraphie, IRD-Zonen, Gew.-%  $>63\mu\text{m}$  und Gesamtakkumulationsrate ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ ).



## **4.2. Stratigraphie der Sedimentkerne**

Entsprechend der Probennahme und der Untersuchungsmethoden werden in diesem Abschnitt die GKG und KAL getrennt voneinander behandelt. Eine stratigraphische Überlagerung bzw. ein Anschluß der KAL an die GKG war erst über die IRD-Zonenstratigraphie (Kapitel 5) möglich.

### **4.2.1. KAL 21519-12**

Sedimente, die im Sauerstoffisotopenstadium 1 abgelagert wurden, finden sich in diesem Kern in den obersten 80cm (BOHRMANN mdl. Mitt.). Sedimente des Sauerstoffisotopenstadiums 3 beginnen nach magnetostratigraphischen Ergebnissen (NOWACZYK & BAUMANN im Druck) bei ca. 385 cm und enden bei ca. 150 cm. Die Stadiengrenze 4/5 wird nach Messung des Inklinationsereignisses von 65-77ka bei 440cm (NOWACZYK & BAUMANN, subm.) gelegt. Coccolithenuntersuchungen zeigen, daß das Sauerstoffisotopenstadium 5e in diesem KAL nicht erreicht wird (BAUMANN 1990). Daher wird das Alter der untersten Sedimente in diesem Kern mit ca. 110ka, dem Ende von Sauerstoffisotopenstadium 5e (IMBRIE et al. 1984) angenommen. Zum Vergleich siehe Abb. 21.

### **4.2.2. KAL 21521-15**

Nach NOWACZYK & BAUMANN (subm.) enden die Sedimente, die im Sauerstoffisotopenstadium 3 abgelagert wurden, bei 110cm Teufe. Ihre Ergebnisse zeigen bei 200cm den Beginn des "Laschamp events" bei 48ka. Der Beginn der Sedimente, die nach PAGELS (mdl. Mitt.) in das Stadium 3 eingeordnet werden können, liegt bei 225cm. Stadium 5 endet nach geomagnetischen Untersuchungen (NOWACZYK & BAUMANN subm.) sowie Karbonatgehaltsmessungen von PAGELS (mdl. Mitt.) bei 275cm. Bei linearer Interpolation zwischen 2 geomagnetischen Ereignissen (84ka bei 320cm, 152-160ka bei 465cm, NOWACZYK & BAUMANN subm.) liegt die Grenze zwischen Stadium 5 und 6 bei 410cm. Zum Vergleich siehe Abb. 22.

### **4.2.3. Station 21524**

#### **GKG 21524-1**

Bis zu einer Tiefe von 15cm wurden 7 Proben dieses Kerns mit Hilfe der Beschleunigermassenspektrometrie durch  $^{14}\text{C}$  datiert (MIENERT et al. 1990). Die Sauerstoffisotopenstadiengrenzen 1/2 und 2/3 wurde bei 12.5 bzw. 17cm festgelegt. Über Extrapolation der Sedimentationsrate auf die unteren Bereiche im Kern wurden die Stadiengrenzen 3/4 auf 23cm und 4/5 auf 33cm gelegt. Diese Ergebnisse weichen nur minimal von denen des KAL 21524-2 ab. Zum Vergleich siehe Abb. 23.

#### **KAL 21524-2**

In den obersten Sedimentschichten des KAL wurde ein Abfall der  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivität von 20-30 dpm/g an der Sedimentoberfläche auf 0-1 dpm/g bei 80cm festgestellt (BOHRMANN mdl. Mitt.). Die daraus ermittelten linearen Sedimentationsraten liegen zwischen 0,3 und 0,6cm/ky. Diese Sedimentschicht repräsentiert einen Ablagerungszeitraum von 130ky und entspricht ungefähr den Sauerstoffisotopenstadien 1-5. Unterhalb 75cm sinkt die  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivität stark ab (bis auf vier definierte Anomalien mit Werten zwischen 2 und 8 dpm/g) (BOHRMANN mdl. Mitt.), wodurch die Stadiengrenze 5/6 hier festgelegt werden konnte. Erhöhte  $^{10}\text{Be}$ -Werte (EISENHAUER mdl. Mitt.) wurden zwischen 195 und 205cm gefunden. Dies spricht für eine Warmphase innerhalb Stadiums 6. Die untersten Sedimente in KAL 21524-2 können nach BOHRMANN mdl. Mitt.) nicht älter als 300ka sein. Zum Vergleich siehe Abb. 24.

#### **4.2.4. Station 21527**

##### **GKG 21527-18**

Drei  $^{14}\text{C}$ -Messungen in diesem Kern belegen ein Alter der Sedimente von ca. 5ka bei 1.5cm, ca. 14ka bei 9.5cm und ca. 18ka bei 10.5cm (KÖHLER mdl. Mitt.). Die Sauerstoffisotopenstadiengrenzen wurden auf 8cm (Grenze 1/2) und ca. 17cm (Grenze 2/3) (KÖHLER mdl. Mitt.) gelegt; die Lage der Stadiengrenze 3/4 wird bei 28cm angenommen. Zum Vergleich siehe Abb. 25.

#### **4.2.5. Station 21528**

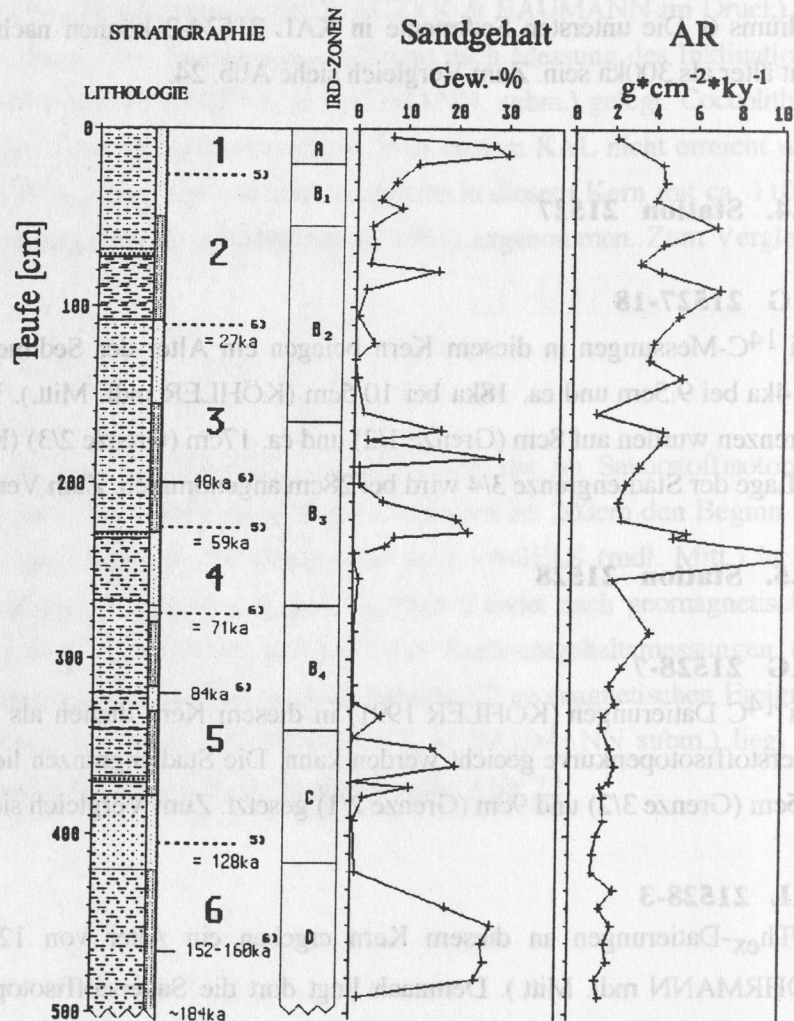
##### **GKG 21528-7**

Drei  $^{14}\text{C}$ -Datierungen (KÖHLER 1991) in diesem Kern dienen als Fixpunkte anhand derer die Sauerstoffisotopenkurve geeicht werden kann. Die Stadiengrenzen liegen bei 26cm (Grenze 4/3), 14.5cm (Grenze 3/2) und 9cm (Grenze 2/1) gesetzt. Zum Vergleich siehe Abb. 26.

##### **KAL 21528-3**

$^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Datierungen an diesem Kern ergeben ein Alter von 120- 130ka bei 70cm Tiefe (BOHRMANN mdl. Mitt.). Demnach liegt dort die Sauerstoffisotopenstadiengrenze 5/6. Insgesamt ist dieser Kern nicht älter als 190ka, wobei Stadium 7 nicht erreicht wurde (BOHRMANN mdl. Mitt.). Zum Vergleich siehe Abb. 26.

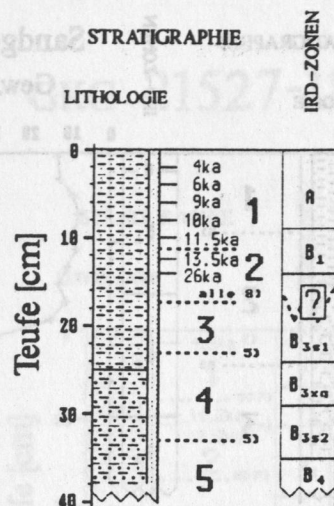
## KAL 21521-15



**Abb. 22:** KAL 21521-15; Lithologie, Stratigraphie, IRD-Zonen, Gew.-%  $>63\mu\text{m}$  und Gesamtakkumulationsrate ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{ky}^{-1}$ ).



GKG 21524-1



KAL 21524-2

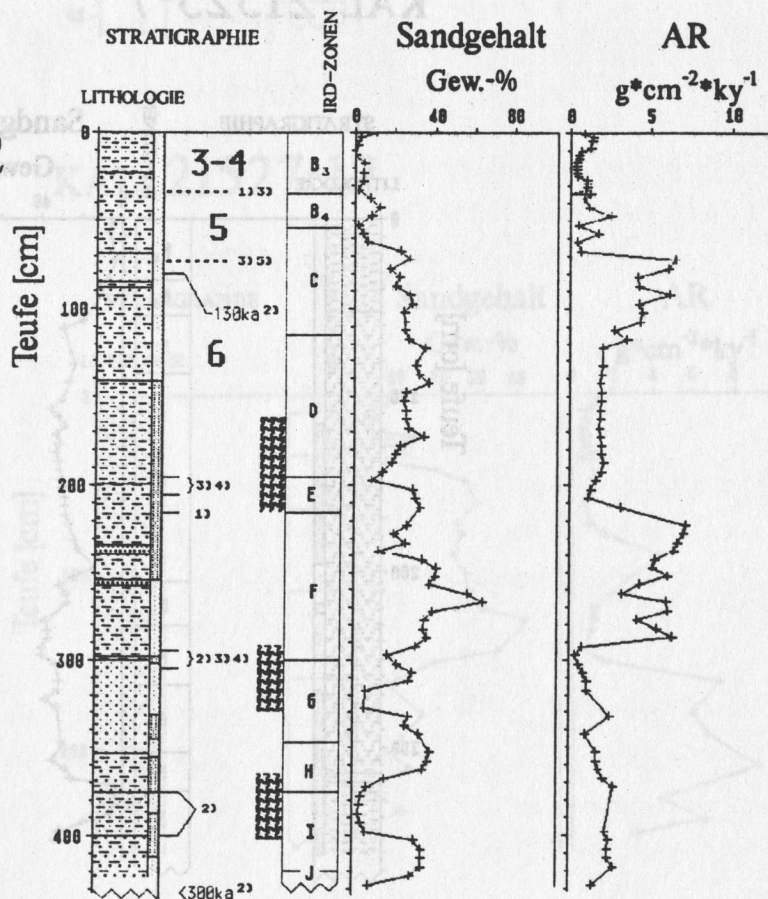
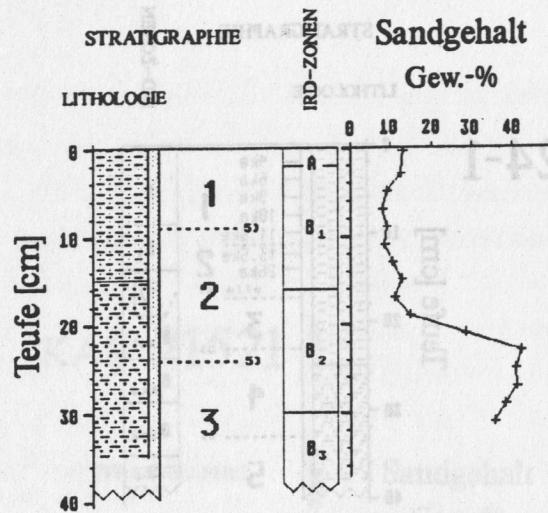


Abb. 23: 21524-1/2; (a) GKG: Lithologie, Stratigraphie und IRD- Zonen; (b) KAL: Lithologie, Stratigraphie, IRD-Zonen, Gew.-% >63µm und Gesamttakkumulationsrate (g\*cm<sup>-2</sup>\*ky<sup>-1</sup>).



## KAL 21525-7

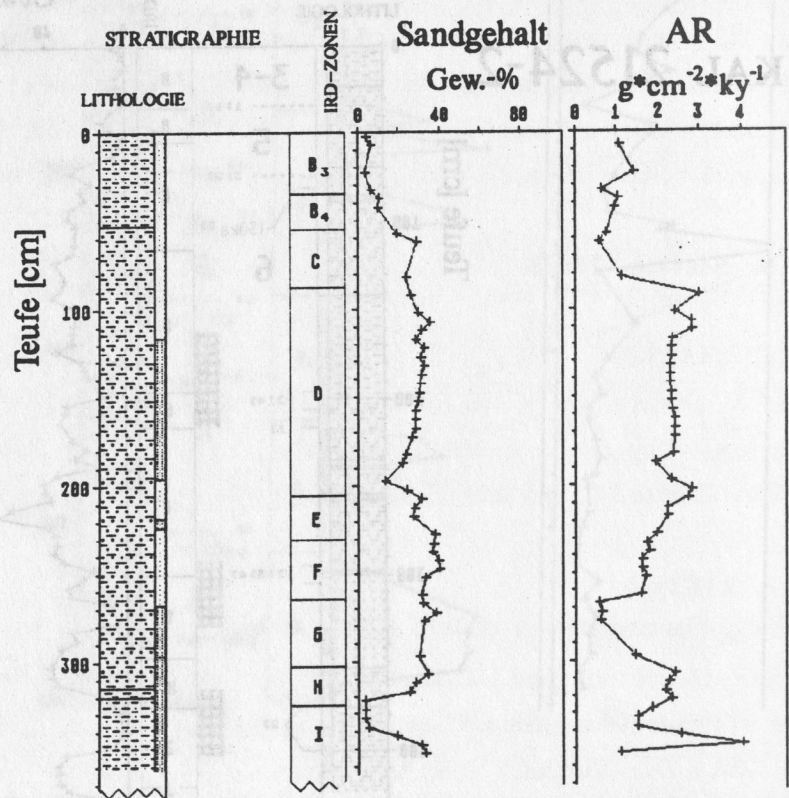
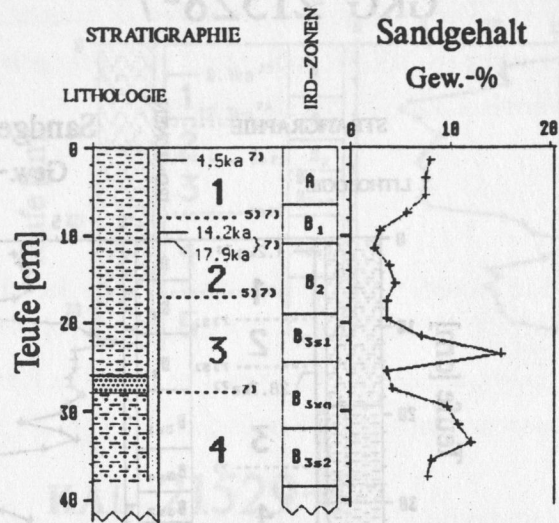
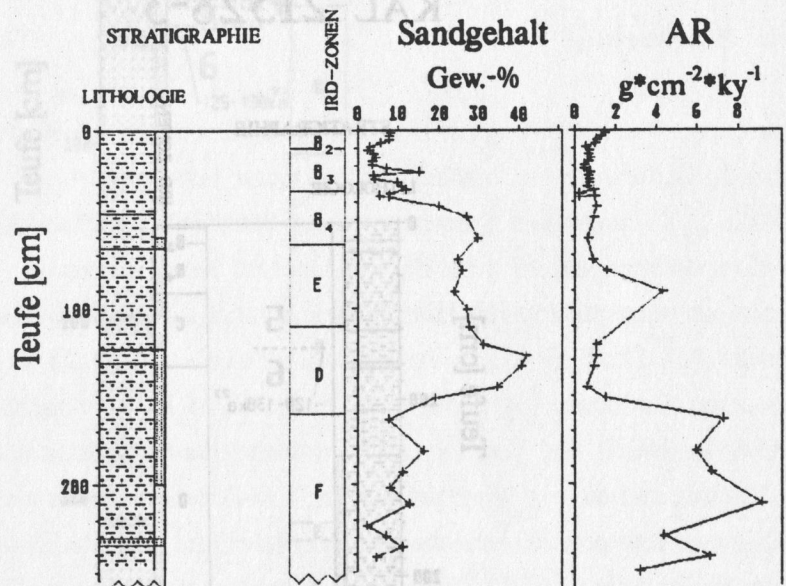


Abb. 24: 21525-2/7; (a) GKG: Lithologie, Stratigraphie, IRD- Zonen und Gew.-%  $>63\mu m$  (b) KAL: Lithologie, IRD-Zonen, Gew.-%  $>63\mu m$  und Gesamtakkumulationsrate ( $g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$ )

# GKG 21527-18



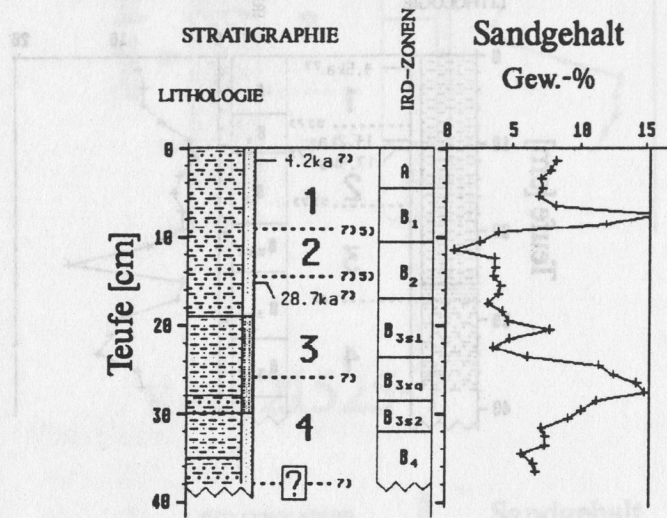
# KAL 21527-12



**Abb. 25:** 21527-18/12; (a) GKG: Lithologie, Stratigraphie, IRD- Zonen und Gew.-%  $>63\mu m$ ; (b) KAL: Lithologie, IRD-Zonen, Gew.-%  $>63\mu m$  und Gesamttakkumulationsrate ( $g \cdot cm^{-2} \cdot ky^{-1}$ )



## GKG 21528-7



## KAL 21528-3

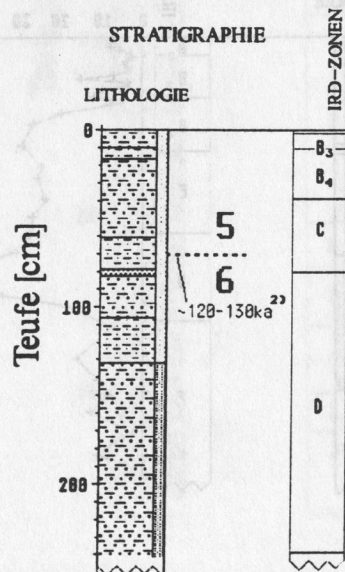
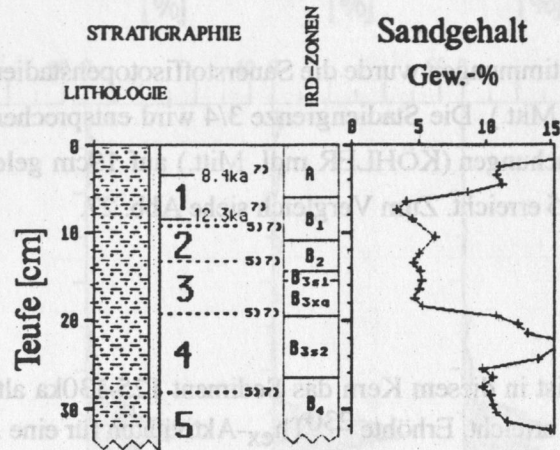
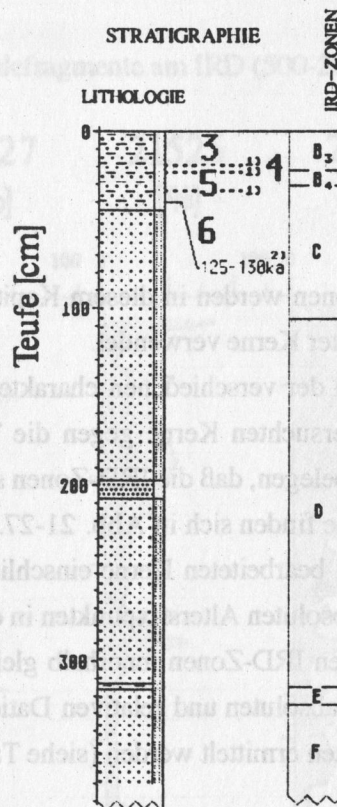


Abb. 26: 21528-7/3; (a) GKG: Lithologie, Stratigraphie, IRD- Zonen (siehe Kap. 4), und Gew.-%  $>63\mu\text{m}$ ; (b) KAL: Lithologie, Stratigraphie und IRD-Zonen.

# GKG 21529-7



# KAL 21529-8



**Abb. 27:** 21529-7/8; (a) GKG: Lithologie, Stratigraphie, IRD- Zonen, Gew.-% >63µm  
(b) KAL: Lithologie, Stratigraphie und IRD-Zonen.

#### 4.2.6. Station 21529

##### GKG 21529-7

Anhand von  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen wurde die Sauerstoffisotopenstadiengrenze 1/2 auf 9.5cm festgesetzt (KÖHLER mdl. Mitt.). Die Stadiengrenze 3/4 wird entsprechend der sauerstoffisotopenstratigraphischen Untersuchungen (KÖHLER mdl. Mitt.) auf 19cm gelegt. In diesem GKG wird bei 28cm Teufe Stadium 5 erreicht. Zum Vergleich siehe Abb. 27.

##### KAL 21529-8

Bei 45cm Kernteufe ist in diesem Kern das Sediment 125-130ka alt (BOHRMANN mdl. Mitt.), die Stadiengrenze 5/6 erreicht. Erhöhte  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten für eine Ablagerung der Sedimente bei 315- 320cm innerhalb eines wärmeren Zeitraumes. Das Ende des Kernes wird nach BOHRMANN (mdl. Mitt.) mit 180ka angenommen. Zum Vergleich siehe Abb. 27.

### 5. Bedeutung der IRD-Zonen

#### 5.1. IRD-Zonenstratigraphie

##### 5.1.1. Einführung

Die in Kapitel 3 charakterisierten IRD-Zonen werden in diesem Kapitel zur stratigraphischen Einstufung der Sedimente nicht anders datierter Kerne verwendet.

Die Abb. 13-17 zeigen die Korrelationen der verschiedenen charakteristischen Komponenten der IRD-Komponentenverteilung für die untersuchten Kerne gegen die Teufe. In Abb. 18 sind alle Korrelationslinien zusammengefaßt und belegen, daß die IRD-Zonen sich in ihrer Korrelation nicht widersprechen. Die Datierungen der Kerne finden sich in Abb. 21-27. Die Abb. 28-36 zeigen alle bearbeiteten Komponentengruppen in den bearbeiteten Kerne einschließlich der IRD-Zonen gegen das Alter dargestellt. Der Vergleich mit absoluten Altersfixpunkten in einigen Kernen zeigt, daß die IRD-Maxima und die mit ihnen definierten IRD-Zonen innerhalb gleicher Zeitintervalle auftreten. Durch lineare Interpolation zwischen den absoluten und relativen Datierungen der einzelnen Kerne konnten so die Alter der IRD-Zonengrenzen ermittelt werden (siehe Tab. 4).



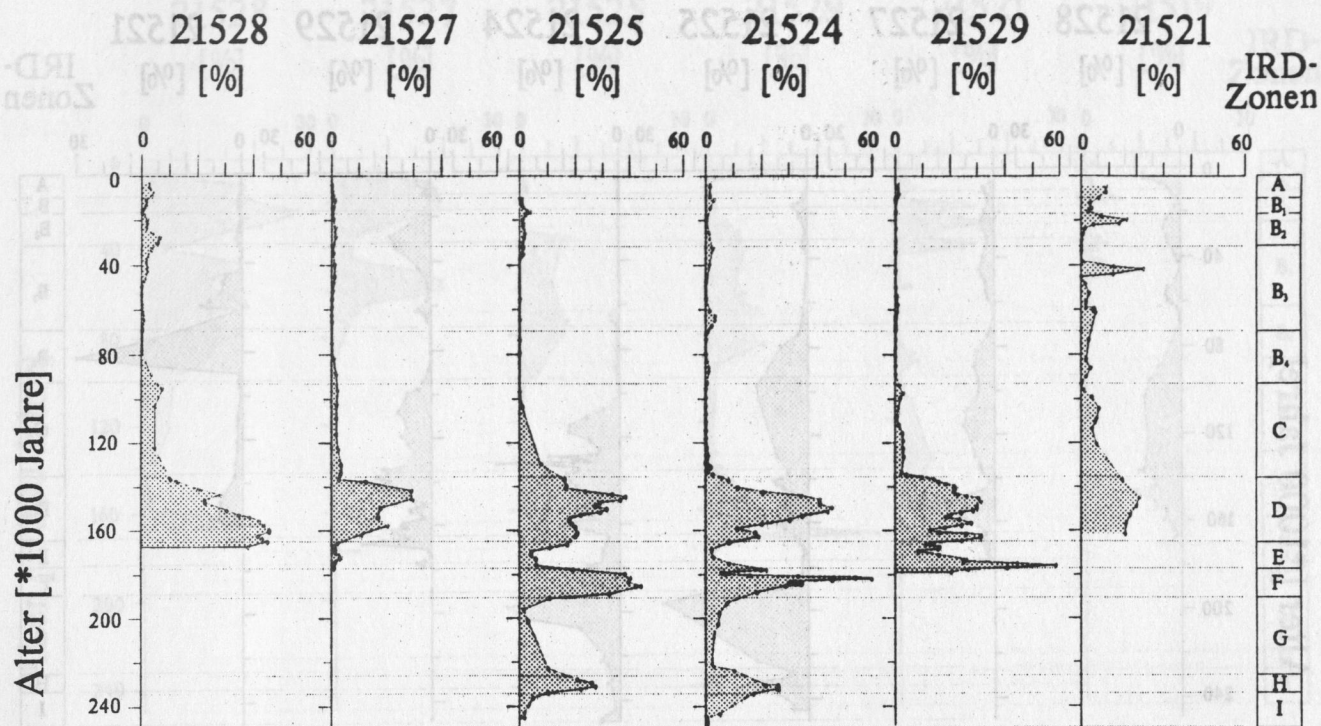


Abb. 28: Kornzahl-% der Kohlefragmente am IRD (500-2000µm) mit IRD-Zonen.

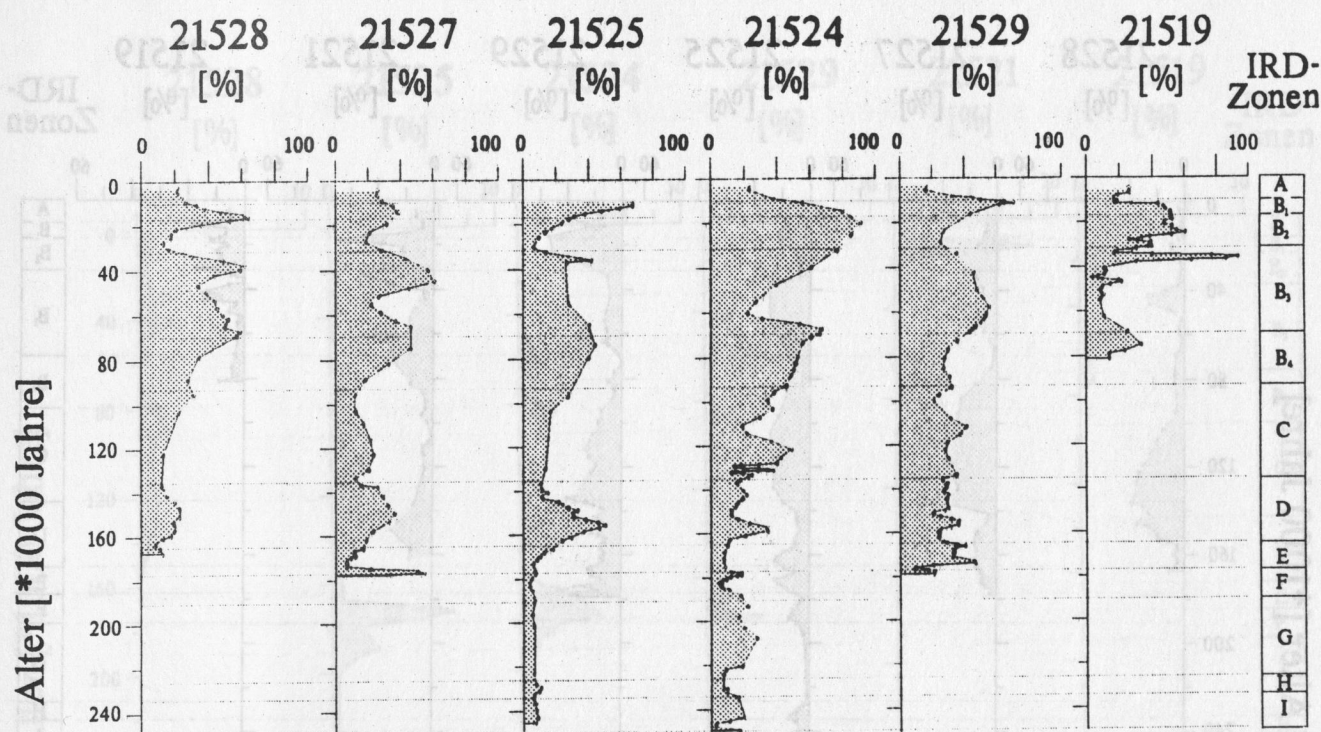


Abb. 29: Kornzahl-% der klastischen Sedimentgesteine am IRD (500-2000µm) mit IRD-Zonen.

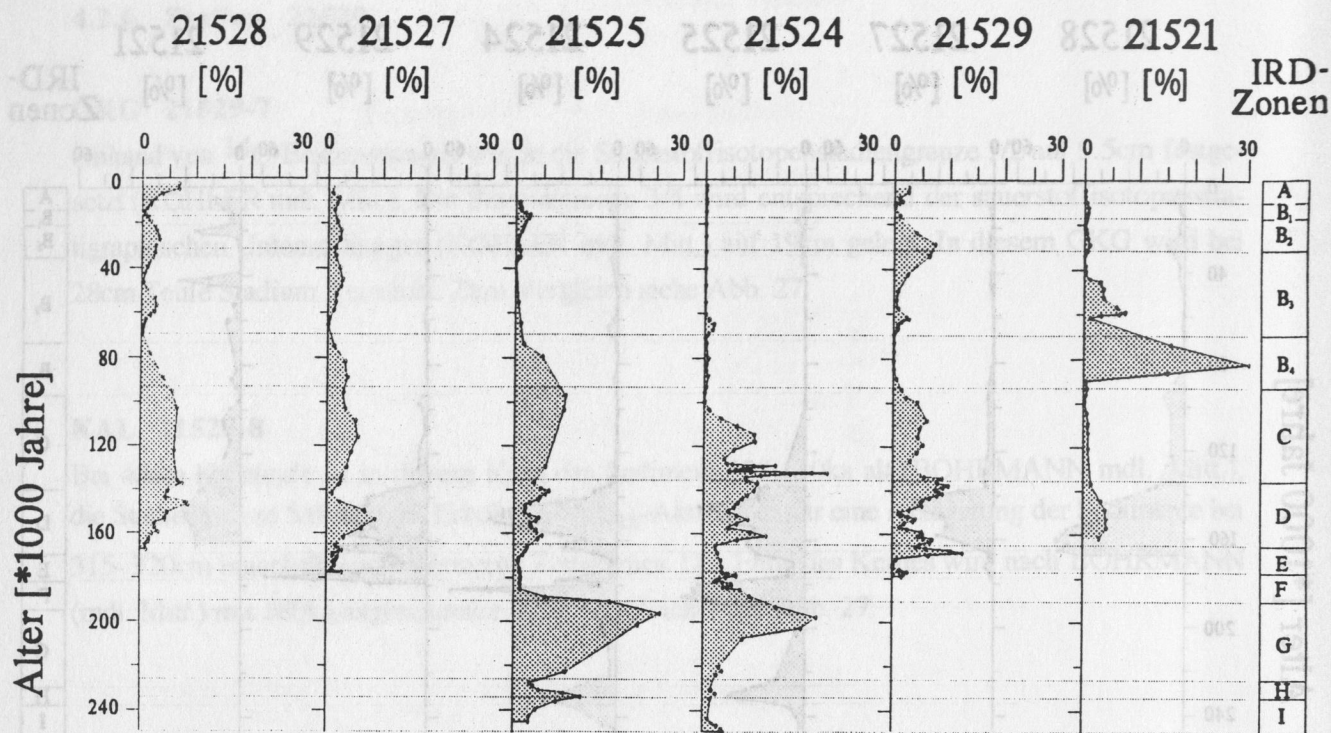


Abb. 30: Kornzahl-% der Kieselgesteine (cherts) am IRD (500- 2000 $\mu\text{m}$ ) mit IRD-Zonen.

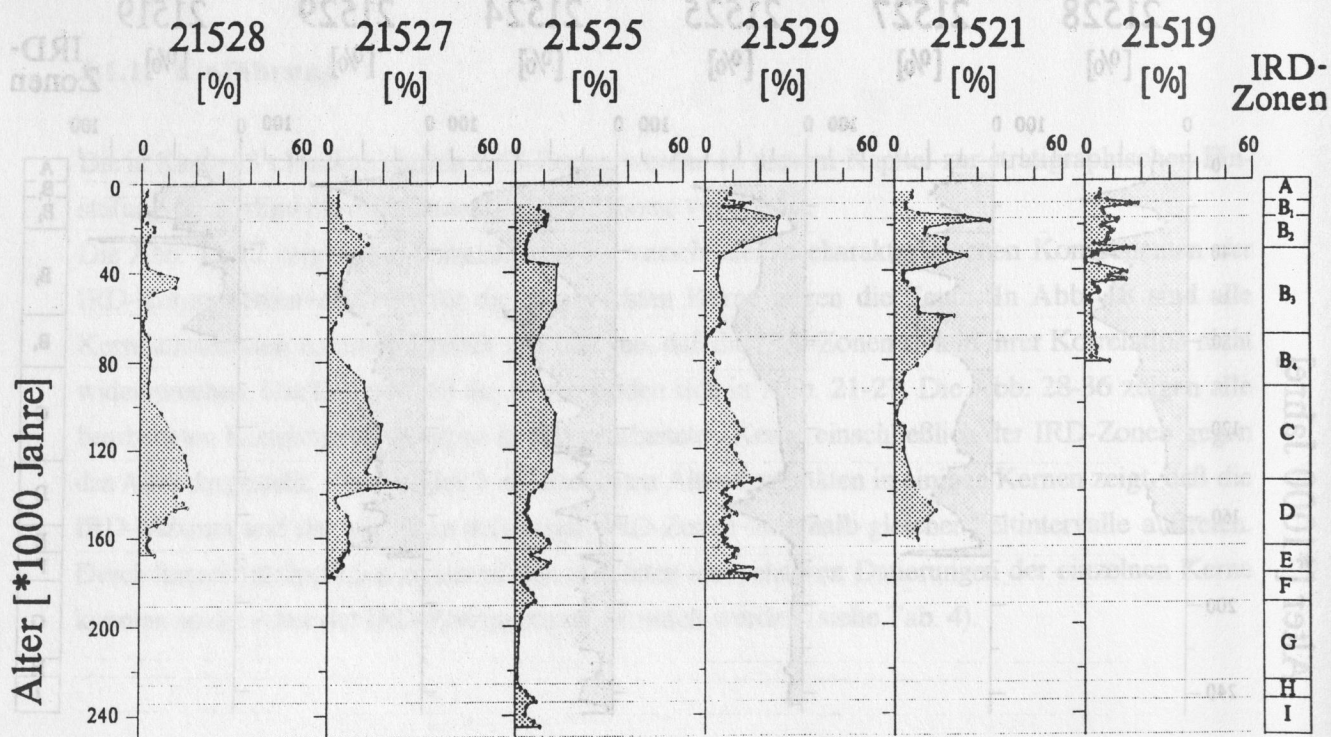


Abb. 31: Kornzahl-% der Quarzite am IRD (500-2000 $\mu\text{m}$ ) mit IRD-Zonen.



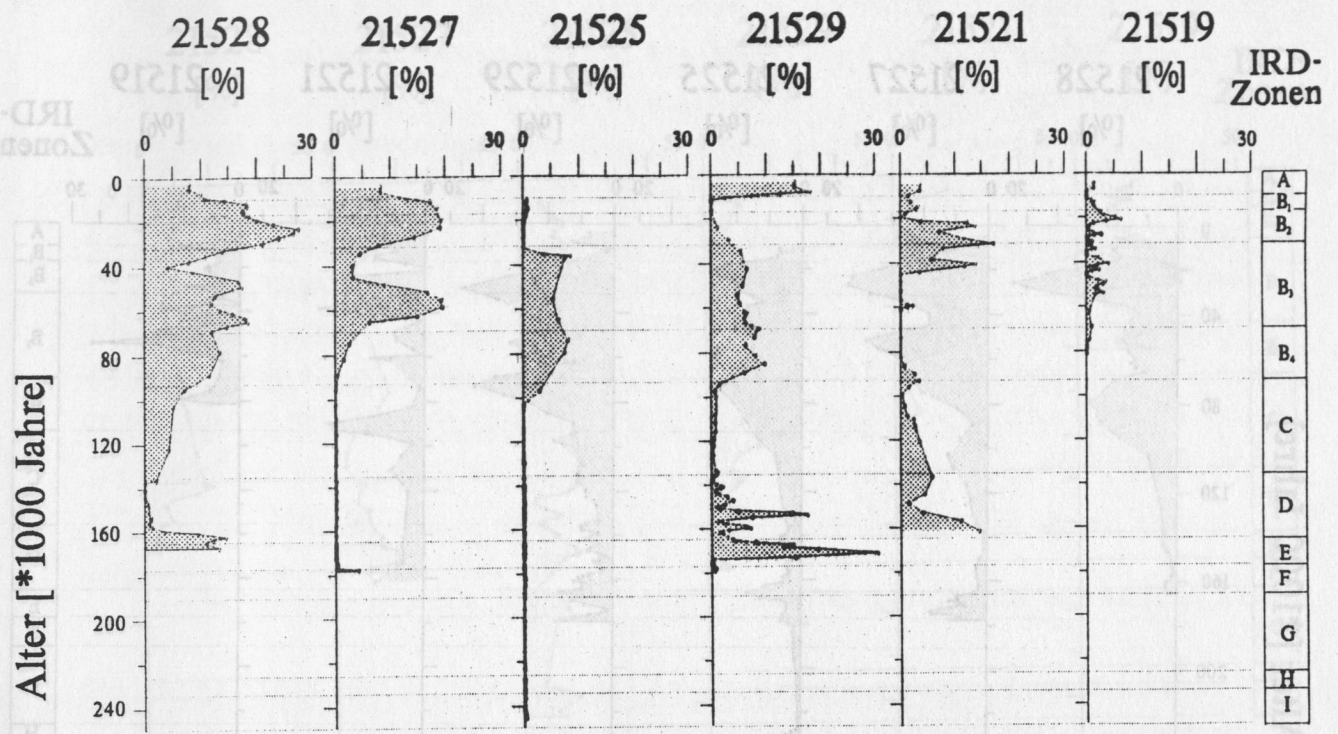


Abb. 32: Kornzahl-% der Karbonatgesteine am IRD (500-2000 $\mu$ m) mit IRD-Zonen.

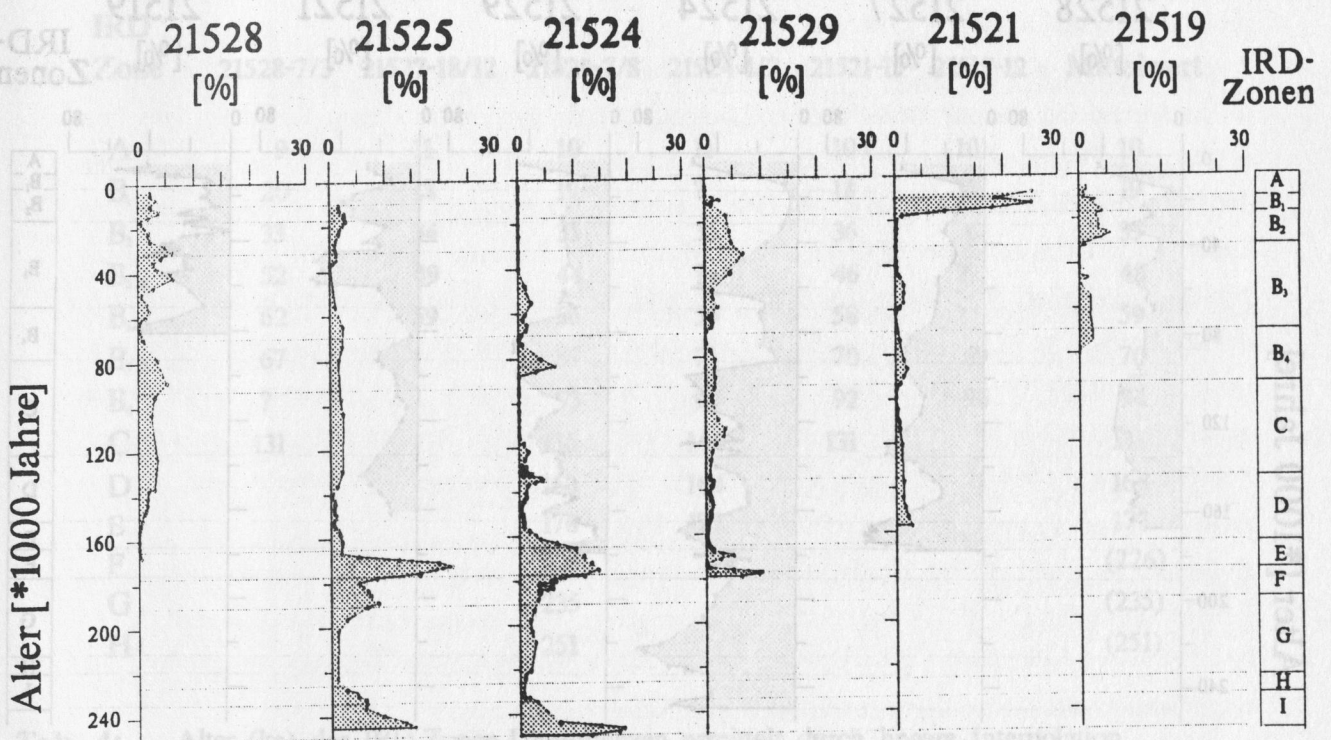


Abb. 33: Kornzahl-% der Phyllite + Schiefer am IRD (500-2000 $\mu$ m) mit IRD-Zonen.



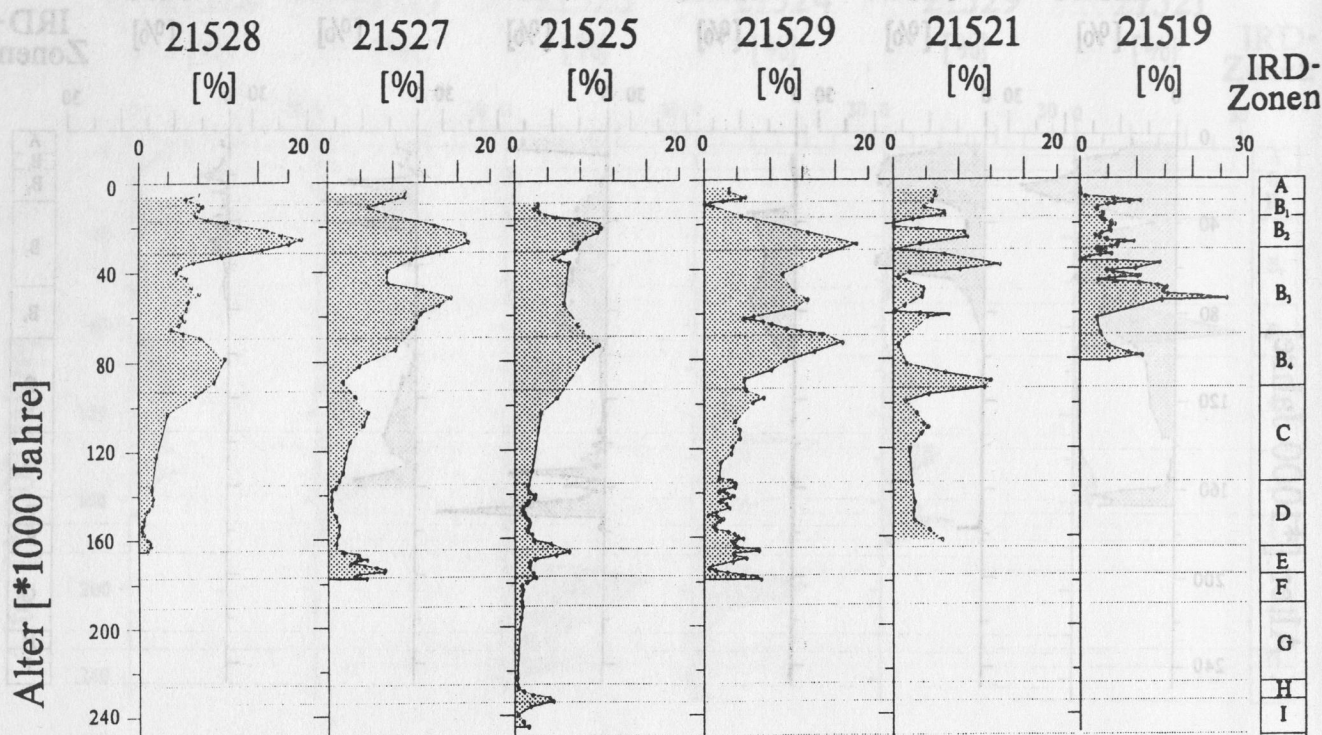


Abb. 34: Kornzahl-% der Kristallingesteine am IRD (500-2000 $\mu\text{m}$ ) mit IRD-Zonen.

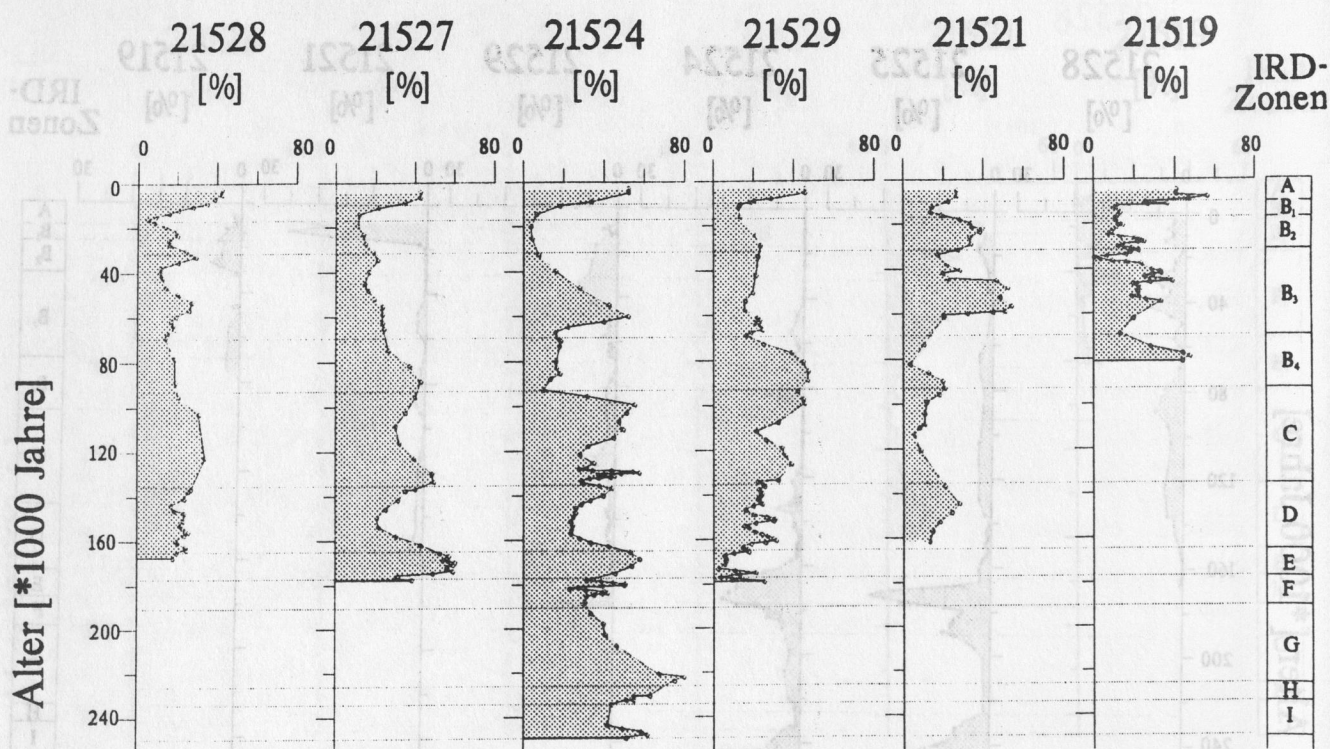


Abb. 35: Kornzahl-% der Quarzkörner am IRD (500-2000 $\mu\text{m}$ ) mit IRD- Zonen.

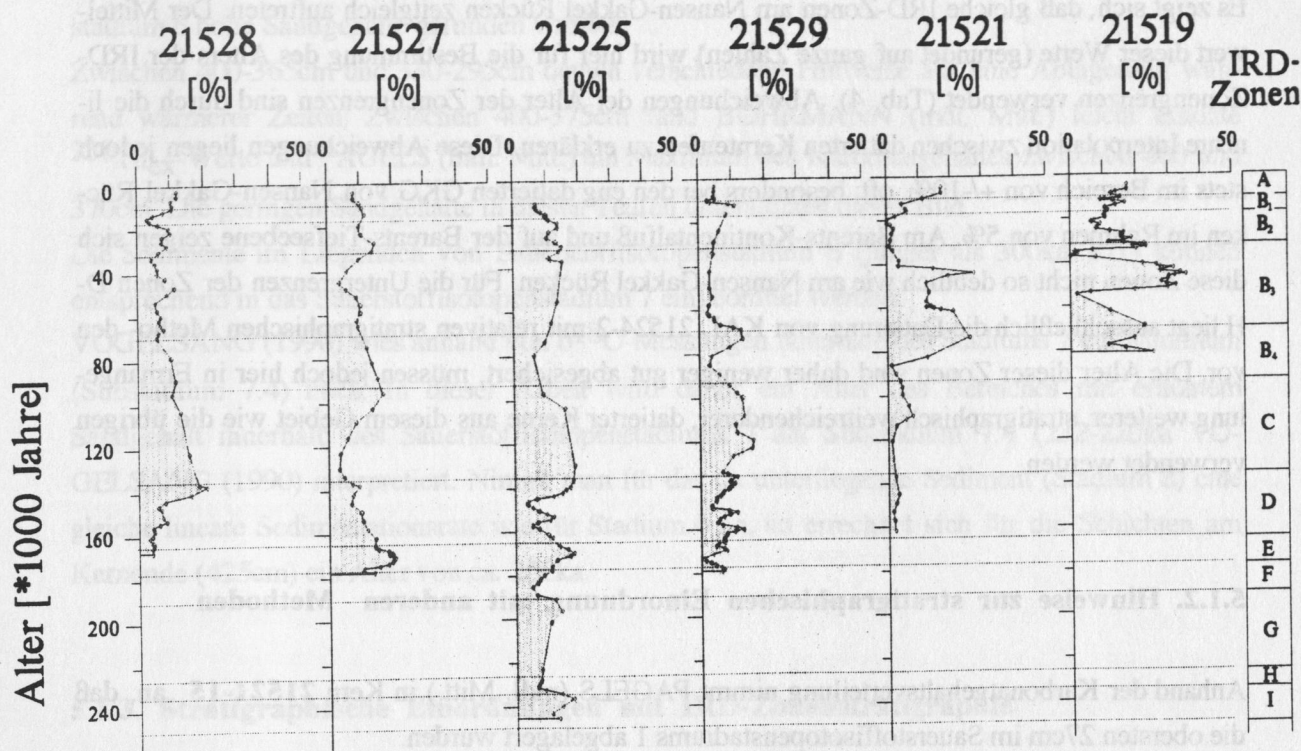


Abb. 36: Kornzahl-% der Feldspäte am IRD (500-2000 $\mu$ m) mit IRD-Zonen.

IRD Zone	21528-7/3	21527-18/12	21529-7/8	21524-1/2	21521-15	21519-12	Mittelwert
A	9	11	10	11	10	10	10
B <sub>1</sub>	20	18	19	?	18	19	19
B <sub>2</sub>	33	34	35	35	36	36	35
B <sub>3</sub> <sub>sl</sub>	52	49	44	?	46	?	48
B <sub>3</sub> <sub>xq</sub>	62	59	56	59	58	?	59
B <sub>3</sub> <sub>sz</sub>	67		69	71	70	69	70
B <sub>4</sub>	?		93	96	92	96	94
C	131		136	140	131		135
D			163	164			164
E			176	177			177
F			226				(226)
G			235				(235)
H			251				(251)

Tab. 4: Alter (ka) der IRD-Zonen-Untergrenzen ermittelt durch lineare Interpolation zwischen Datierungspunkten. Der Mittelwert dieser Untergrenzen wird zur stratigraphischen Einordnung anderer Kerne herangezogen.

Es zeigt sich, daß gleiche IRD-Zonen am Nansen-Gakkel Rücken zeitgleich auftreten. Der Mittelwert dieser Werte (gerundet auf ganze Zahlen) wird hier für die Bestimmung des Alters der IRD-Zonengrenzen verwendet (Tab. 4). Abweichungen der Alter der Zonengrenzen sind durch die lineare Interpolation zwischen datierten Kernteufen zu erklären. Diese Abweichungen liegen jedoch stets im Bereich von  $\pm 10\%$ , oft, besonders bei den eng datierten GKG von Nansen-Gakkel Rücken im Rahmen von  $5\%$ . Am Barents-Kontinentalfuß und auf der Barents-Tiefseebene zeigen sich diese Zonen nicht so deutlich wie am Nansen-Gakkel Rücken. Für die Untergrenzen der Zonen D-H liegt ausschließlich die Datierung von KAL 21524-2 mit relativen stratigraphischen Methoden vor. Die Alter dieser Zonen sind daher weniger gut abgesichert, müssen jedoch hier in Ermangelung weiterer, stratigraphisch weitreichenderer, datierter Kerne aus diesem Gebiet wie die übrigen verwendet werden.

### 5.1.2. Hinweise zur stratigraphischen Einordnung mit anderen Methoden

Anhand der Karbonatgehaltsverteilung nimmt PAGELS (mdl. Mitt.) in Kern **21521-15** an, daß die obersten 27cm im Sauerstoffisotopenstadiums 1 abgelagert wurden.

In KAL **21524-2** kann die Lage der Sauerstoffisotopenstadiengrenze 4/5 bei 35cm anhand der Coccolithenvorkommen (BAUMANN 1990) und der Artenverteilung benthischer Foraminiferen (STRUCK mdl. Mitt.) festgelegt werden. Nach Karbonatgehaltsmessungen (PAGELS mdl. Mitt.) und der Artenverteilung benthischer Foraminiferen scheint die Grenze zwischen Sauerstoffisotopenstadium 5 und 6 hier bei 75cm zu liegen.

Agglutinierende Foraminiferen (STRUCK mdl. Mitt.) wurden zwischen 195 und 105cm gefunden, während die Sedimentschichten im Liegenden und Hangenden dieses Bereiches frei von benthischen Foraminiferen  $>63\mu\text{m}$  sind; Coccolithen treten bei 215cm auf und nicht in Proben darüber oder darunter (BAUMANN 1990); erhöhte Karbonatgehaltswerte wurden zwischen 159cm und 210cm gemessen (PAGELS mdl. Mitt.). Diese Indizien sprechen für eine Ablagerung zu wärmeren Zeiten. Bei 200cm Teufe ist eine graue Tonlage abgelagert worden, der Sandgehalt in diesem Bereich ist gering. Da sowohl im Liegenden als auch im Hangenden die Sedimente während des Sauerstoffisotopenstadiums 6 abgelagert zu sein scheinen, wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, daß es sich bei den Sedimenten zwischen ca. 195-215cm um Ablagerungen aus dem Substadium 6.5 (164-176ka) handelt, das im Europäischen Nordmeer  $^{18}\text{O}$ -Werte zeigt, die für relativ warmes Wasser sprechen (VOGELSANG 1990).

Zwischen 295 und 305cm Teufe wurde die benthische Foraminifere *Oridorsalis umbonatus* REUSS gefunden (STRUCK mdl. Mitt.). Auch erhöhte  $^{10}\text{Be}$ -Werte (EISENHAUER mdl. Mitt.) und  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten (BOHRMANN mdl. Mitt.) sowie eine graue Tonlage und generell geringe Sandgehalte deuten dort auf warmzeitliche Ablagerungen hin.

Im Gegensatz dazu weisen die hohen Sandgehalte zwischen 365 und 330cm sowie zwischen 423 und 400cm Teufe auf eine Sedimentation zu einer kälteren Phase, da auch in Sauerstoffisotopen-



stadium 6 hohe Sandgehalte gefunden wurden.

Zwischen 400-365cm und 330-295cm deuten verschiedene Hinweise auf eine Ablagerung während wärmerer Zeiten: Zwischen 400-375cm fand BOHRMANN (mdl. Mitt.) leicht erhöhte  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Werte und PAGELS (mdl. Mitt.) ein Maximum des Karbonatgehaltes zwischen 400 und 370cm. Die geringen Sandgehalte in diesen Teufen unterstützen dieses Bild.

Die Sedimente im Liegenden von Sauerstoffisotopenstadium 6 (jünger als 300ka, s.o.) können entsprechend in das Sauerstoffisotopenstadium 7 eingeordnet werden.

VOGELSANG (1990) wies anhand von  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen innerhalb des Stadiums 7 ein Minimum (Substadium 7.4) nach. In dieser Arbeit wird daher ein Alter des Bereiches mit erhöhtem Sandgehalt innerhalb des Sauerstoffisotopenstadiums 7 als Substadium 7.4 (232-220ka VOGELSANG (1990) interpretiert. Nimmt man für das darunterliegende Sediment (Stadium 8) eine gleiche lineare Sedimentationsrate wie für Stadium 6 an, so errechnet sich für die Schichten am Kernende (425cm) ein Alter von ca. 252ka.

### **5.1.3. Stratigraphische Einordnungen mit IRD-Zonenstratigraphie**

Die Kerne 21525-2/7 und 21529-7/8 sind mit keiner absoluten Datierungsmethode untersucht worden. Anhand der Zonengliederung des IRD lassen sich über Korrelationen mit den anderen Kernen Alter für die Teufen der IRD-Zonen in diesen Kernen ermitteln.

#### **GKG 21529-7**

Die Lage der Sauerstoffisotopenstadiengrenze 2/3 konnte durch Karbonatgehaltsmessungen und IRD-Zonenstratigraphie bei 13cm Teufe identifiziert werden.

#### **KAL 21529-8**

Die Stadien 2 und 1 sind in diesem Kern nicht nachgewiesen worden. Das Auftreten von Coccolithen belegt eine Ablagerung der Sedimente von der Oberfläche bis 20cm Teufe innerhalb Stadium 3 sowie unterhalb 25cm innerhalb Stadium 5. Stadium 4 scheint daher zwischen 20 und 25cm Teufe zu liegen. Die Sedimente der Stadien 1-4 werden für Untersuchungen in dieser Arbeit aus dem GKG verwendet. Bei 315cm Teufe wurden in diesem Kern Coccolithen gefunden, die typisch für eine Ablagerung während eines wärmeren Zeitraumes sind (BAUMANN in Vorb.). Sedimentologisch konnte dieser Bereich durch das Auftreten der grauen Tonlage mit Sedimenten um 200cm Teufe in KAL 21524-2 korreliert werden, die wohl während Substadium 6.5. abgelagert wurden (s.o.).

#### **Alterseinstufung für Kern 21525-2/7 mit IRD-Zonen**

Das Alter der obersten 22cm im GKG ist nach der IRD- Zonenstratigraphie 34ka. Unterhalb dieser

Teufe steigt der Sandgehalt stark an. Die lithogenen Komponenten  $>500\mu\text{m}$  sind in diesem Bereich fast ausschließlich Quarzkörner.

Das KAL stimmt hinsichtlich seiner Sedimentologie sehr gut mit KAL 21524-2 überein und kann daher mit diesem korreliert werden. Die Karbonatgehaltsmessungen (PAGELS mdl. Mitt.) bestätigen dies. Die Stadiengrenzen liegen entsprechend der Korrelation bei 350- 260cm (Stadium 7) und 80cm (Grenze 6/5) sowie das  $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum innerhalb Stadiums 7 (7.4) bei 330-300cm und das  $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum innerhalb Stadiums 6 (Substadium 6.5) bei 230-200cm.

### **Anschluß der GKG an die KAL**

Der stratigraphische Anschluß zwischen GKG und KAL erfolgt in allen Kernen an IRD-Zonengrenzen, da absolute Datierungen in den obersten Bereichen der KAL fehlen.

#### **21524-1,-2**

Der Anschluß zwischen GKG und KAL erfolgt an der IRD-Zonengrenze B3-s2. Die unterste verwendete Probe des GKG liegt bei 35cm Kernteufe noch in Zone B3-xq. Die oberste verwendete Probe des KAL ist 35cm mit einem Alter von 71ka in der Zone B3-s2.

#### **21525-2,-7**

Der GKG schließt in einer Teufe von 31cm an den KAL bei einer Teufe von 5 cm an. Dies entspricht der IRD-Zonengrenze B2/B3-s1, also einem Alter von ca. 34ka. Die nur geringe Überlagerung an der stratigraphischen Anschlußstelle des GKG an den KAL muß in engem Zusammenhang mit dem sehr hohen Sandgehalt der unteren Bereiche im GKG gesehen werden.

#### **21527-18,-12**

Die IRD-Zonengrenze B3-s2 / B4 (71ka) wird als Schnittstelle zwischen KAL (34cm) und GKG (38.5cm) verwendet.

#### **21528-7,-3**

Der Anschluß zwischen GKG und KAL erfolgt bei einer Teufe von 32cm im GKG und zwischen 8.5 und 14cm im KAL, da in diesen Teufen in beiden Kernen die IRD-Zonengrenze B3-s2 / B4 (71ka) identifiziert wurde.

#### **21529-7,-8**

Die Probe 30.5cm im GKG entspricht dem Bereich zwischen Probe 32.5 und 37cm im KAL. Der Anschluß beider Kerne erfolgt an der dort liegenden IRD-Zonengrenze B4 / C.

## 5.2. Quantitative Unterschiede im Sedimenteintrag innerhalb der IRD-Zonen

Zur Darstellung der quantitativen Unterschiede im Sedimenteintrag wird die in Kapitel 3 beschriebene IRD-Zonierung sowie der Gehalt an Material  $>63\mu\text{m}$  (Gew.-%) (Abb. 37) herangezogen, da sie eine relative Alterseinstufung der Kerne erlaubt. Siehe hierzu Tab. 4.

### 5.2.1. Lineare Sedimentationsraten

Die lineare Sedimentationsrate (Abb. 38) zeigt ebenso wie die Darstellung der Sandgehalte (Abb. 37) einen deutlichen Unterschied zwischen den Kernen vom Nansen-Gakkel Rücken (21524-1,-2, 21525-2,-7, 21527-18,-12) gegenüber denen von der Barents- Tiefseebene und vom Barents-Kontinentalfuß. In diesen beiden südlichen Kernen (21521-15, 21519-12) beträgt die lineare Sedimentationsrate in Zone 5 bis 7 cm/ky mit einzelnen Maxima bis über 10 cm/ky. Während die Sedimentationsrate in Zone B<sub>1</sub> (18- 10ka) auf unter 5 cm/ky absinkt, steigt sie ab 10ka (Grenze B<sub>1</sub>/B<sub>2</sub>) in Kern 21519-12 auf Werte von über 15%. In Zone C wurden auf der Barents-Tiefseebene ca. 3cm /ky Sediment abgelagert.

Auf dem Nansen-Gakkel Rücken ist die lineare Sedimentationsrate im Zeitraum im unteren Bereich bis zur Mitte der Zone C (ca. 120ka) ca. 3mal höher als in der darauffolgenden Zeit mit stets weniger als 2 cm/ky. Zwischen 250ka und 120ka können Bereiche mit extrem hohen Sedimentationsraten gegenüber solchen mit mäßig hohen Sedimentationsraten unterschieden werden.

Besonders im Kern 21524-1,-2 fällt eine extrem hohe lineare Sedimentationsrate von 7-8cm/ky in Zone F und am Beginn der Zone C auf.

### 5.2.2. Gesamtakkumulation

Der Eintrag des Gesamtsediments pro Quadratzentimeter in 1000 Jahren ( $AR_{\text{bulk}}$ ) (Abb. 39) liegt in den Kernen am Nansen-Gakkel Rücken im Gegensatz zu den Kernen 21521-15 und 21519-12 mit ca.  $5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  zwischen 120ka und rezent mit 1 und  $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  sehr viel niedriger.

Zwischen 180 und 120ka, also innerhalb des Sauerstoffisotopenstadiums 5 lag der Gesamtflux dagegen höher (bei ca.  $7 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ ). Das entspricht einer mindestens dreimal höheren Akkumulation als in der darauffolgenden Zeit bis heute. Ähnlich hohe Akkumulationsraten zeigen sich im Nansen Becken (21521-15) im Zeitabschnitt zwischen 10 und 50ka. Hier konnte die Abnahme der  $AR_{\text{bulk}}$  bei 120ka nicht beobachtet werden. Sie lag von 170ka bis 50ka gleichmäßig bei ca.  $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  mit einem kurzen Anstieg bei ca. 60ka.



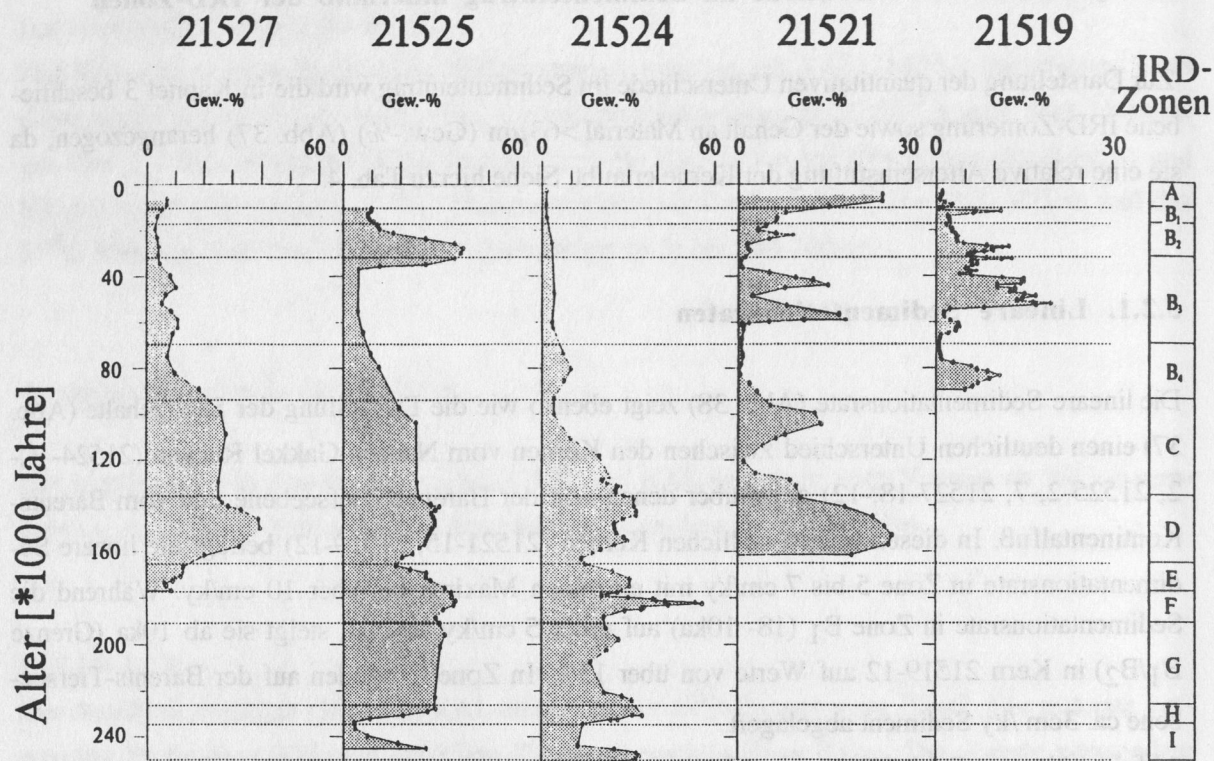


Abb. 37: Gewichts-% des Materials  $>63\mu\text{m}$  an der Gesamtprobe mit IRD-Zonen.

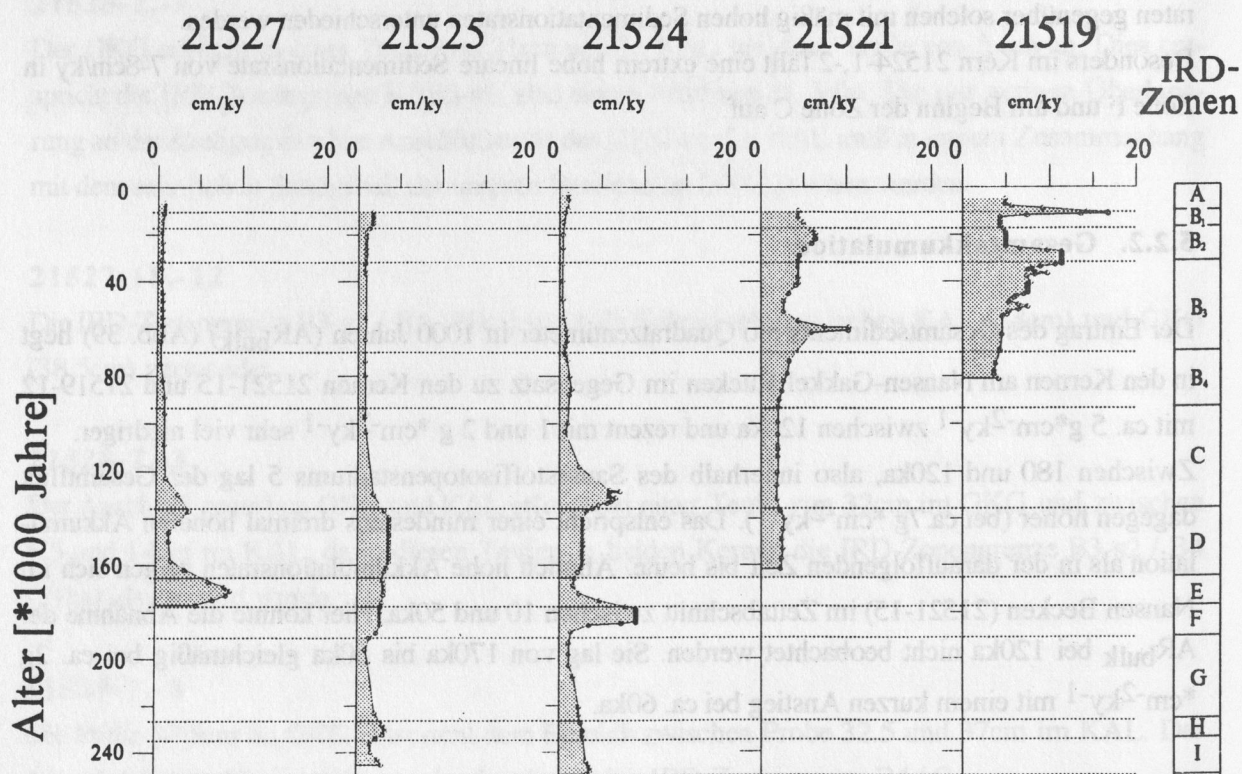


Abb. 38: Lineare Sedimentationsrate [cm/ky] mit IRD-Zonen.

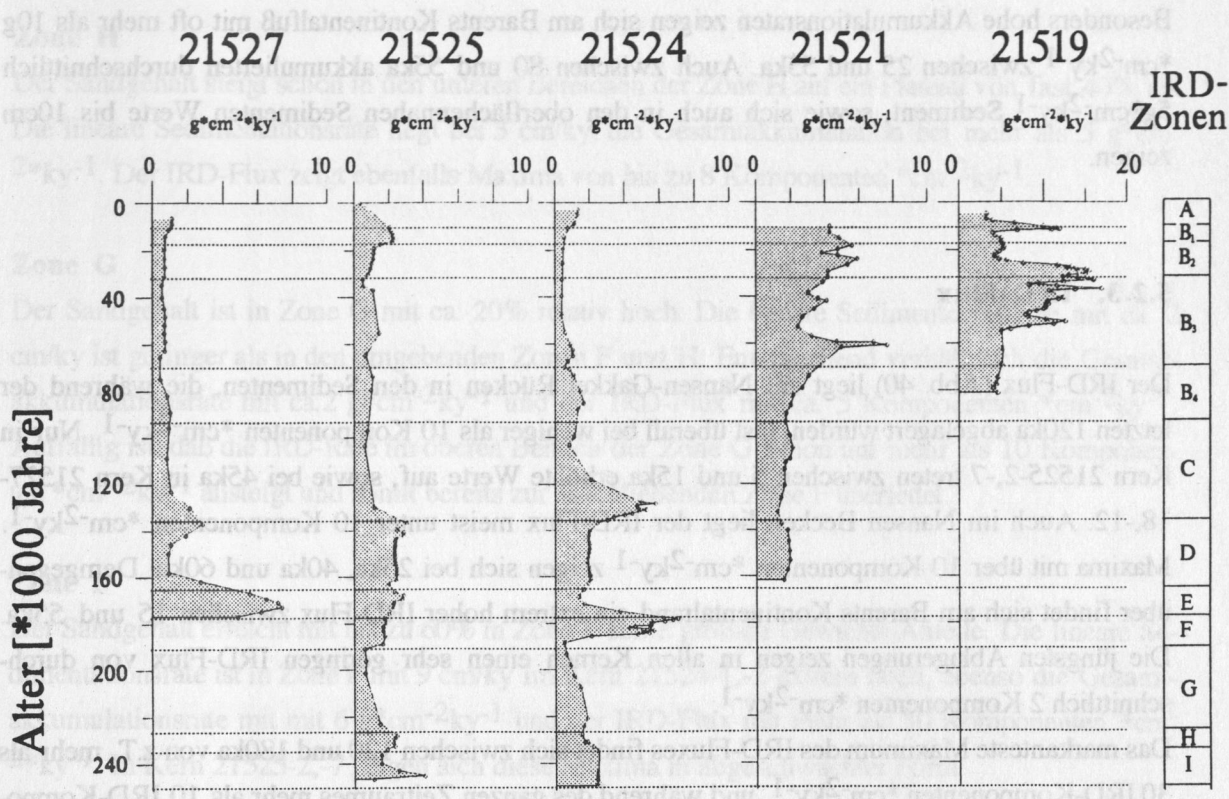


Abb. 39: Gesamtakkumulationsrate [ $\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ ] mit IRD-Zonen.

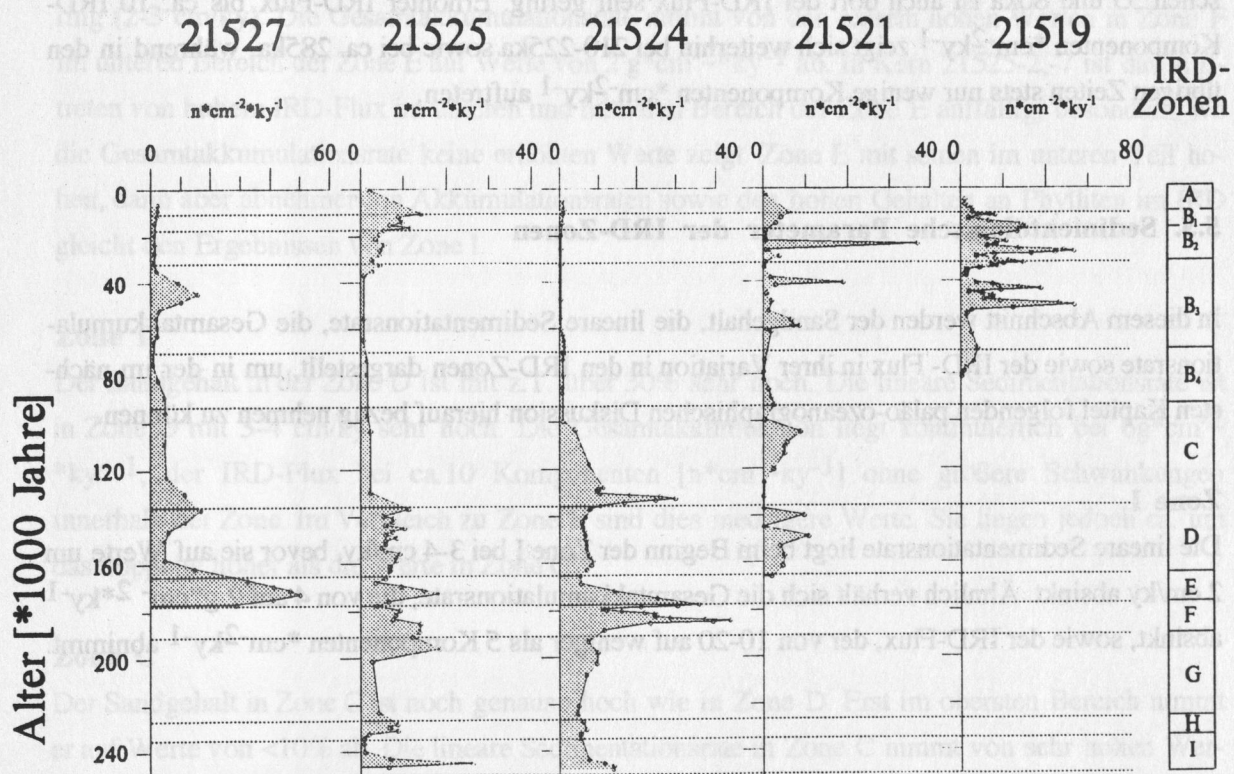


Abb. 40: IRD-Flux [Anzahl  $\text{n} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ ] mit IRD-Zonen.

Besonders hohe Akkumulationsraten zeigen sich am Barents Kontinentalfuß mit oft mehr als  $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  zwischen 25 und 55ka. Auch zwischen 80 und 55ka akkumulierten durchschnittlich  $5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  Sediment, sowie sich auch in den oberflächennahen Sedimenten Werte bis  $10 \text{ cm}$  zeigen.

### 5.2.3. IRD-Flux

Der IRD-Flux (Abb. 40) liegt am Nansen-Gakkel Rücken in den Sedimenten, die während der letzten 120ka abgelagert wurden, fast überall bei weniger als 10 Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ . Nur in Kern 21525-2,-7 treten zwischen 5 und 15ka erhöhte Werte auf, sowie bei 45ka in Kern 21527-18,-12. Auch im Nansen Becken liegt der IRD-Flux meist unter 10 Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ . Maxima mit über 10 Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  zeigen sich bei 25ka, 40ka und 60ka. Demgegenüber findet sich am Barents Kontinentalrand ein extrem hoher IRD-Flux zwischen 15 und 55ka. Die jüngsten Ablagerungen zeigen in allen Kernen einen sehr geringen IRD-Flux von durchschnittlich 2 Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ .

Das markanteste Maximum des IRD-Fluxes findet sich zwischen 120 und 180ka von z.T. mehr als 30 IRD-Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ , und während des ganzen Zeitraumes mehr als 10 IRD-Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ . Im Nansen Becken konnten keine derart erhöhten Werte festgestellt werden. Der Sedimentkern vom Barents Kontinentalfuß reicht nicht in entsprechend alte Sedimente. Zwischen 55 und 80ka ist auch dort der IRD-Flux sehr gering. Erhöhter IRD-Flux bis ca. 10 IRD-Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  zeigt sich weiterhin bei 210-225ka sowie bei ca. 285ka, während in den übrigen Zeiten stets nur wenige Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  auftreten.

### 5.3. Sedimentologische Parameter der IRD-Zonen

In diesem Abschnitt werden der Sandgehalt, die lineare Sedimentationsrate, die Gesamtakkumulationsrate sowie der IRD-Flux in ihrer Variation in den IRD-Zonen dargestellt, um in der im nächsten Kapitel folgenden paläo-ozeanographischen Diskussion hierauf bezug nehmen zu können.

#### Zone I

Die lineare Sedimentationsrate liegt beim Beginn der Zone I bei  $3-4 \text{ cm/ky}$ , bevor sie auf Werte um  $2 \text{ cm/ky}$  absinkt. Ähnlich verhält sich die Gesamtakkumulationsrate, die von  $4$  auf  $2 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  absinkt, sowie der IRD-Flux, der von  $10-20$  auf weniger als 5 Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  abnimmt.



### **Zone H**

Der Sandgehalt steigt schon in den unteren Bereichen der Zone H auf ein Plateau von fast 40% an. Die lineare Sedimentationsrate liegt bei 3 cm/ky, die Gesamtakkumulation bei mehr als  $5 \text{ g*cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$ . Der IRD-Flux zeigt ebenfalls Maxima von bis zu 8 Komponenten  $\text{cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$ .

### **Zone G**

Der Sandgehalt ist in Zone G mit ca. 20% relativ hoch. Die lineare Sedimentationsrate mit ca. 2 cm/ky ist geringer als in den umgebenden Zonen F und H. Entsprechend verhält sich die Gesamtakkumulationsrate mit ca.  $2 \text{ g*cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$  und der IRD-Flux mit ca. 5 Komponenten  $\text{cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$ . Auffällig ist, daß die IRD-Rate im oberen Bereich der Zone G schon auf mehr als 10 Komponenten  $\text{cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$  ansteigt und somit bereits zur anschließenden Zone F überleitet.

### **Zone F**

Der Sandgehalt erreicht mit bis zu 60% in Zone F seine größten Gewichts-Anteile. Die lineare Sedimentationsrate ist in Zone F mit 9 cm/ky im Kern 21524-1,-2 extrem hoch, ebenso die Gesamtakkumulationsrate mit  $6 \text{ g*cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$  und der IRD-Flux mit mehr als 30 Komponenten  $\text{cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$ . In Kern 21525-2,-7 zeigen sich diese Maxima in abgeschwächter Form.

### **Zone E**

Die Sandgehalte sinken in Zone E auf ca. 15% ab. Die lineare Sedimentationsrate ist in Zone E gering (2-3 cm/ky). Die Gesamtakkumulationsrate nimmt von den extrem hohen Werten in Zone F im unteren Bereich der Zone E auf Werte von  $2 \text{ g*cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$  ab. In Kern 21525-2,-7 ist das Auftreten von hohem IRD-Flux im unteren und mittleren Bereich der Zone E auffällig, besonders, wo die Gesamtakkumulationsrate keine erhöhten Werte zeigt. Zone E mit seinen im unteren Teil hohen, dann aber abnehmenden Akkumulationsraten sowie den hohen Gehalten an Phylliten im IRD gleicht den Ergebnissen von Zone I.

### **Zone D**

Der Sandgehalt in der Zone D ist mit z.T. über 30% sehr hoch. Die lineare Sedimentationsrate ist in Zone D mit 3-4 cm/ky sehr hoch. Die Gesamtakkumulation liegt kontinuierlich bei  $6 \text{ g*cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$ , der IRD-Flux bei ca. 10 Komponenten  $[\text{n*cm}^{-2}\text{ky}^{-1}]$  ohne größere Schwankungen innerhalb der Zone. Im Vergleich zu Zone F sind dies niedrigere Werte. Sie liegen jedoch ca. um das doppelte höher als die Werte in Zone G.

### **Zone C**

Der Sandgehalt in Zone C ist noch genauso hoch wie in Zone D. Erst im obersten Bereich nimmt er auf Werte von <10% ab. Die lineare Sedimentationsrate in Zone C nimmt von sehr hohen Werten (ca. 5 cm/ky) in der Mitte der Zone auf Werte von 1-2 cm/ky ab. Die Gesamtakkumulationsrate verhält sich ähnlich: Von anfänglich extrem hohen Gehalten von  $15 \text{ g*cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$  sinkt sie im un-

teren Drittel der Zone auf ein so geringes Maß (2g), wie es vorher nur im oberen Bereich der Zone G erreicht wurde. Der IRD-Flux zeigt an der Grenze von Zone D zu Zone C ein sehr enges Maximum mit Werten von bis zu 30 Komponenten  $\text{cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$ . Ein ähnlich schmales und steiles Maximum ist im unteren Bereich von Zone E beschrieben (s.o.). Der IRD-Flux sinkt zur Mitte der Zone C auf ein Zehntel (2-3 Komponenten  $\text{cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$ ) der im unteren Bereich gemessenen Werte.

## **Zone B**

Der Sandgehalt der Zone B liegt unter 15%. Einzige Ausnahme bildet GKG 21525-2, bei dem eine sandreiche Lage (bis 40 Gewichts-%) in Zone B-2 auftritt, die als Sediment einer Rutschung angesehen wird, da in dieser Zone keine charakteristischen IRD-Komponenten enthalten sind, die auf ein höheres Alter dieses Sediments schließen ließen.

Der Sandgehalt der Subzone B4 liegt am Nansen-Gakkel Rücken und am Barents-Kontinentalhang bei 10%. Auf der Barents-Tiefseebene liegt der Sandgehalt bei weniger als 1%. In der Subzone B3-s2 treten am Nansen-Gakkel Rücken Sandgehalte von bis zu 10% auf, während der Sandgehalt auf der Barents-Tiefseebene und am Barents-Kontinentalfuß in dieser Subzone bei 1-2% liegt. Die Sandgehalte nehmen in Subzone B3-xq am Nansen-Gakkel Rücken auf Werte von >5% ab. Die beiden südlichen Kerne 21521-15 und 21519-12 zeigen dagegen Maxima des Sandgehalts von z.T. mehr als 20%. In Subzone B3-s1 tritt in den Kernen am Nansen-Gakkel Rücken z.T. noch ein schmales Maximum des Sandgehaltes von bis zu 10% auf. Auch die südlichen Kerne zeigen in diesem Bereich erhöhte Sandgehalte.

Der Sandgehalt der Subzone B1 liegt mit ca. 5% in den Kernen am Nansen-Gakkel Rücken auf einem für die oberen Kernabschnitte mäßigen Niveau. Auf der Barents-Tiefseebene finden sich im unteren Bereich geringere Werte, im oberen Bereich nach einem Maximum von bis zu 10% >63 $\mu\text{m}$  ebenfalls Werte von ca. 5%. Der Sandgehalt am Barents-Kontinentalrand ist im unteren Bereich dieser Zone mit bis über 10% hoch, im oberen Bereich sinkt er auch hier auf ca. 5%. Der Sandgehalt der Subzone B1 ist mit >5% in den Kernen vom Nansen-Gakkel Rücken sehr gering. Auf der Barents-Tiefseebene steigt er innerhalb dieser Zone auf Werte bis 10%, während er am Barents-Kontinentalhang eher eine abnehmende Tendenz von ca. 5% auf ca. 1% zeigt.

## **Zone A**

Der Sandgehalt der Kerne am Nansen-Gakkel Rücken steigt in Zone A im unteren Bereich kontinuierlich auf Werte von 7-8% an. Auf der Barents-Tiefseebene steigt der Sandgehalt zunächst auf mehr als 20% an und fällt erst zur Oberfläche des Kerns auf Werte von >10% ab.

## **6. Die Eisdrift im östlichen Arktischen Ozean während der letzten 250ka**

### **6.1. Paläo-ozeanographische Bedeutung von IRD**

Sedimente, die eistransportiertes Material enthalten, dokumentieren die zumindest zeitweise Existenz von Eis an der Meeresoberfläche. Bei den Komponenten  $>500\mu\text{m}$  handelt es sich - wie in Kapitel 1.4. dargelegt - in pelagischen Gebieten des Arktischen Ozeans vorzugsweise um Eisbergtransportiertes Material.

Geringe Mengen oder das Fehlen von IRD-Komponenten  $>500\mu\text{m}$  lassen sich entweder auf das Fehlen jeglichen Eises (z.B. bei wärmerer Wassertemperatur) oder auf eine kompakte Meereisdecke, vergleichbar zu heute, mit nur sehr wenigen Eisbergen zurückführen. Sind an Land keine größeren Gletscher vorhanden, die ins Meer münden, um dorthin Eisberge zu entlassen, kann ebenfalls kein Eisberg-IRD transportiert werden. Umgekehrt kann davon ausgegangen werden, daß große Mengen IRD eine erhöhte Eisbergproduktion in vergletscherten, zirkumarktischen Land- und Schelfgebieten mit erhöhter Eisberg-Drift im Arktischen Ozean anzeigen.

Schwankungen des Meeresspiegels wirken sich besonders bei breiten, flachen Schelfen, wie sie am Eurasischen Rand des Arktischen Ozeans auftreten, sehr stark aus: Bei einem Anstieg des Meeresspiegels über die Schelfkante entsteht in kurzer Zeit ein weiter, flachmariner Sedimentationsraum. Beim Absinken des Meeresspiegels fallen bei flachen Schelfen schnell weite Landflächen trocken. Dies wirkt sich besonders im Hinblick auf die Möglichkeit aus, daß Eisberge von Gletschern in den Arktischen Ozean freigesetzt werden. Daher müssen Berechnungen der Meeresspiegelstände für den Ablagerungszeitraum der Sedimente zur Aussage der Paläo-Vergletscherung herangezogen werden.

Im letzten Hochglazial (Sauerstoffisotopenstadium 2) lag der Meeresspiegel um 120-130m niedriger als heute (CHAPPELL & SHACKLETON 1986, SHACKLETON 1987). Weite Gebiete der flachen sibirischen Schelfe müssen daher damals trocken gelegen haben (Abb. 1, 44, 50).

Für die Menge an Eisbergen im Arktischen Ozean hat dies folgende Konsequenzen:

1. Bei geringer Größe der Eiskappen im Gebiet der Eurasischen Arktis erreichen die Gletscher nicht die Küste, da sie die breiten Schelfe nicht überqueren können.
2. Bei großer Eiskappenausdehnung bedecken die Gletscher auch das Gebiet der rezenten Schelfe und nehmen von ihnen große Mengen quartären Lockersediments auf. Wenn sie die Küste erreichen, entlassen sie Eisberge mit viel Material in den Arktischen Ozean.

Bei dem von den Schelfen aufgenommenen Material kann es sich um flachmarines (auch biogenes) Sediment, um Moränenmaterial früherer Gletschervorstöße (Material aus dem Hinterland oder vom anstehenden Festgestein im Untergrund des Schelfes) oder um ehemals anstehendes Festgestein im Untergrund des Schelfe, das abgeschürft wurde, handeln.



Die Überlegungen zu Meeresspiegelständen und Eiskappengröße zeigen, daß von den im Interglazial breiten und vom Meer bedeckten Schelfen durch Meereis mehr Material im Silt- und Sandbereich aufgenommen wird als Grobkies und Steine (siehe Kapitel 1.5).

Dagegen sind im Glazial durch den niedrigen Meeresspiegelstand die vom Meer bedeckten Schelfgebiete entsprechend schmal. Für Meereis bedeutet dies eine geringere Fläche, von der Material inkorporiert werden kann. Sedimenttransport durch adiabatische Winde (ELVERHÖJ & HENRICH im Druck), wie sie besonders nahe vergletscherten Gebieten auftreten, führt besonders im Küstenbereich zu hohen Sedimentakkumulationen auf dem Eis. Dieses äolische Sediment ist besonders in Gebieten, die vom Erosionsort weiter entfernt sind, sehr feinkörnig (Tonfraktion) (PFIRMAN et al. 1989a) und schmilzt meist schon nahe der Küste wieder aus dem Eis aus (REIMNITZ et al. 1987). Im Vergleich zur heutigen Situation muß demnach das Meereis im Glazial entsprechend weniger Material (besonders in der Siltfraktion) enthalten haben und die Menge an feinkörnigem, Meereis-transportiertem Material insgesamt geringer gewesen sein.

Die breiten Schelfe des Arktischen Ozeans verstärken den Effekt erhöhter Vergletscherung im Glazial: Gletscher, respektive Eisberge, transportieren viel Material im Korngrößenspektrum Silt-Sand (Schelfsediment) sowie abradiertes Material des Anstehenden aus dem Nährgebiet des Gletschers und inkorporiertes Material vom Schelf (alle Korngrößen).

Beim Übergang eines Glazials zum Interglazial mit entsprechendem Anstieg des Meeresspiegels ist ein Anstieg des Feinsandgehaltes in den pelagischen Sedimenten des Arktischen Ozeans zu erwarten, da die Fläche, von der aus Meereis Material inkorporieren kann, in einem relativ kurzen Zeitraum stark zunimmt, während die Küstenlinie über die Schelfe wandert.

Die IRD-Zonen lassen sich zur Charakterisierung von Eisdriftmustern heranziehen. Treten in unterschiedlichen IRD-Zonen gleiche Zusammensetzungen auf, wird in dieser Arbeit davon ausgegangen, daß zu diesen verschiedenen Zeiten im östlichen Arktischen Ozean ähnliche Oberflächenströmungsverhältnisse geherrscht haben müssen. Daraus ergeben sich zwei Schlüsse:

- 1 . Die Zusammensetzung des eistransportierten Materials ist auf großräumige Eisdrift zurückzuführen.
- 2 . Diese Eisdriftstrukturen waren über Zeiträume von 10.000 bis 40.000 Jahre weitgehend stabil.

Sedimentanhäufungen durch das Umkippen einzelner Eisberge scheinen nicht wesentlich zur Sedimentakkumulation am Nansen- Gakkel Rücken beizutragen, da die Sedimentschichten über die Distanzen der Kerne verfolgbar sind und keine Anreicherungen von Kies in den Kernen vom Nansen-Gakkel Rücken beobachtet wurden (Tab. 2).

## **6.2. Die Herkunft des IRD**

### **6.2.1. Überlegungen zur Identifikation möglicher Herkunftsgebiete**

Liefergebiete von eistransportiertem Material sind im Gebiet des Arktischen Ozeans im Gegensatz zur Framstraße und dem Europäischen Nordmeer bisher nicht eindeutig bestimmt worden.

#### **Lithologische Kriterien:**

Das in dieser Arbeit untersuchte IRD enthielt erheblich weniger Kristallinite als entsprechende Proben dieser Gebiete (KUBISCH unveröffentlicht, BISCHOF 1990, SPIELHAGEN 1991). Da die wenigen vorhandenen Kristallinkomponenten keine charakteristische Mineralzusammensetzung enthielten, konnte diese Gruppe nicht als "Leit-IRD" (im Sinne eines Leitgeschiebes) verwendet werden, wie dies SNAARE (1985) für ein IRD-Kristallinit gelang, dessen Herkunft von den Sieben Inseln er belegen konnte.

Da Fossilien nur im Kern 21519-12 (Barents-Kontinentalfuß) in den IRD-Komponenten (Karbonatgesteinen und klastischen Sedimentgesteinen) nachgewiesen wurden, scheiden Gebiete, in denen großflächig fossilreiche Schichten anstehen, als Liefergebiete aus, da stets Komponenten des gesamten in einem Gebiet anstehenden Gesteinsspektrums von Gletschern abradiert und transportiert wird.

In dieser Arbeit wird untersucht, in welcher Vergesellschaftung Gesteine im Nährgebiet der Gletscher vorkommen. Aufgrund folgender Überlegungen läßt sich diese Vergesellschaftung im Vergleich mit rezenten Beobachtungen als Indiz für das Herkunftsgebiete des IRD verwenden:

1. Gesteine, die als IRD häufig sind, müssen aus Gebieten stammen, in denen sie großflächig an der Oberfläche oder der Quartärbasis anstehen.
2. Das IRD muß stets die Gesamtheit der im Liefergebiet großflächig anstehenden Gesteinsarten repräsentieren (bzw. die an der Quartärbasis anstehenden Gesteinsarten, nachdem das überlagernde Lockersediment abgetragen wurde). Kommt eine Komponentenart in einem möglichen Liefergebiet vor, die als IRD in Sedimentkernen des Arktischen Ozeans nicht gefunden wurde, so kann dieses Gebiet als Herkunftsgebiet des IRD ausgeschlossen werden.

#### **Glaziologische Kriterien:**

Mögliche rezente Herkunftsgebiete von Meereis im Bereich der Transpolar-Drift sind nach WOLLENBURG & PFIRMAN (1989) die sibirischen Schelfgebiete (Ostsibirischer Schelf, Kara-Schelf, Laptev-Schelf) und im Bereich des Beaufort-Wirbels der Schelf von Alaska.

Heutzutage sind die Herkunftsgebiete von Gletscher-IRD sehr begrenzt, da an den Küsten des Arktischen Ozeans nur wenige Gletscher ins offene Wasser münden. STOIBER et al. (1960) wiesen den Ursprung einiger Eisberge im Amerasischen Becken des Arktischen Ozeans als von der

Insel Ellesmere und von Nordgrönland stammend nach. Andere mögliche Herkunftsgebiete sind heutzutage Spitzbergen, Franz-Josef Land und Severnaya Zemlya. Das meiste, wenn nicht sogar alles Material, das von den Inseln am Ostrand des Arktischen Ozeans stammt, wird mit Oberflächenströmungen nach Süden transportiert und trägt wenig zum Sedimenteintrag im zentralen Arktischen Ozean bei (DARBY et al. 1989).

Im Gegensatz zu heute hatten die Gletscher während der glazialen Maxima im Plio- und Pleistozän eine größere Ausdehnung in den Landgebieten, die die Arktis umgeben (CLIMAP Project Members 1981). Der Nordhang von Alaska und Ostsibirien waren während des letzten Glazials nicht oder nur fleckenhaft vergletschert (FLINT 1971, GROSSWALD, 1981, CLIMAP Project Members 1981); diese Gebiete können daher als Liefergebiet von IRD zunächst vernachlässigt werden (DARBY et al. 1989).

### **6.2.2. Herkunft der Komponentenarten**

Die Kerne im östlichen Arktischen Ozean liegen heute im Einflußgebiet der Transpolardrift, die Material von den Sibirischen Schelfen über das Gebiet des Nordpols durch die Framstraße in das Europäische Nordmeer transportiert.

Im westlichen Teil des Arktischen Ozeans zirkuliert der Beaufort Wirbel im Uhrzeigersinn (Abb. 3), der Material von Nordgrönland, dem kanadischen Archipel und Nordalaskas entsprechend verdriftet. Auch die Eisinsel T-3, ein von der Insel Ellesmere stammender riesiger Eisberg, gelangte in den Bereich des Beaufort Wirbels (CLARK & HANSON 1983). Seit 1947 kreiste er in mehreren Bögen dreieinhalb mal mit dem Beaufort Wirbel im Kanadischen Becken. Im Juli 1981 erreichte er das Gebiet der Transpolar Drift und verließ 1983 das zentrale Becken des Arktischen Ozeans durch die Framstraße (HUNKINS 1968, CLARK & HANSON 1983). Während der 35 Jahre seiner Drift entließ dieser Eisberg auf nahezu dem gesamten Gebiet des zentralen Arktischen Ozeans große Mengen seiner Sedimentfracht aus allen Korngrößen (CLARK & HANSON 1983). Sie bestand fast ausschließlich aus vulkanogenen und hochmetamorphen Kristallingesteinen (CRARY, 1958). Während der letzten 250ka müssen Gletscher von Ellesmere Material ähnlicher Zusammensetzung abradiert haben. IRD von hier sollte daher Vulkanite enthalten.

In den Sedimentkernen des östlichen Arktischen Ozeans sind jedoch in den Ablagerungen der letzten 300ka keine Vulkanite - mit Ausnahme der eindeutig als Mittelozeanische-Rücken-Basalte identifizierten - gefunden worden. Der Beaufort Wirbel kann also nicht bis in dieses Gebiet gereicht haben:

- Das transpolare Driftsystem oder ein Vorläufer muß während des gesamten Zeitraumes als Barriere für den Eistransport existiert haben.
- Für die hier untersuchten Zeiträume scheidet daher die kanadische Arktis und Nordgrönland als Liefergebiet sowie alle weiteren Gebiete, in denen Vulkanite anstehen, aus.



Eistransportierte Schreibkreidebruchstücke in Sedimentkernen der östlichen Framstraße belegen nach SPIELHAGEN (1991) einen nordwärts gerichteten Transport aus dem Nordseeraum im Sauerstoffisotopenstadium 2.

Im Arktischen Ozean wurden keine Schreibkreidefragmente gefundenen. Rote Silt-oder Sandsteine wurden im östlichen Arktischen Ozean nur sehr vereinzelt gefunden. Sie enthalten keine Fossilien und unterscheiden sich somit von denen, die SPIELHAGEN (1991) in der Framstraße als IRD fand.

Daraus ergibt sich:

- - Die nordwärts gerichtete Strömung in der östlichen Framstraße im Stadium 2 kann daher nicht bis ins Nansen Becken oder zum Nansen-Gakkel Rücken gereicht haben.
- - Als Liefergebiete für Eisberg-IRD kommt demnach Sibirien mit seinen breiten Schelfen, die im Glazial freilagen, sowie die Europäische Arktis mit Spitzbergen und dem Barentsschelf sowie Franz-Josef Land in Frage.

### **Klastische Sedimentgesteine**

Klastische Sedimentgesteine (Tafel 3 (c, d, e, f) stehen im gesamten Gebiet der eurasischen Schelfe im Arktischen Ozean reichlich in mesozoischen Gesteinsfolgen an.

Weite Gebiet des Barentsschelfes sind von den klastischen Folgen der Trias und des unteren Jura bedeckt (ELVERHØI & LAURITZEN 1984). Dabei enthalten nur die paläogenen Siltsteine Kohleflöze (DIBNER et al. 1970). Bohrungen auf der Novosibirsk Insel, der Taymyr-Halbinsel und zwischen dem Ural und Novaya Semlya (CHURKIN & TREXLER 1981) zeigen, daß die kreidezeitlichen Ablagerungen fast ausschließlich aus Sequenzen klastischer Gesteine aufgebaut sind. Auf Franz-Josef Land finden sich in der mittleren und oberen Kreide jedoch auch Vulkanite, (CHURKIN et al. 1981), die als IRD nicht auftreten, womit diese Region als Liefergebiet ausscheidet. Die jurassischen Sedimente sind ähnlich zusammengesetzt.

In den Kernen sind klastische Sedimentgesteine erst im Zeitraum seit 71ka mit großer relativer Häufigkeit abgelagert worden. Gleichzeitig sind Kohlefragmente selten. Dies spricht für ein Herkunftsgebiet, in dem in klastischen Folgen weder Vulkanite noch Kohleflöze in größerem Ausmaß vorkommen. In der südlichen Kara-See stehen an der Quartärbasis auf riesiger Fläche klastische Sedimentgesteine an. Bei einer Wassertiefe von heute <100m war dieses Gebiet während des letzten Glazials von Gletschern bedeckt (GROSSWALD 1988). Es erfüllt daher alle Voraussetzungen für ein mögliches Liefergebiet.

### **Kohlefragmente**

Messungen des Reifegrades der IRD-Kohlefragmente (Tafel 1d) in Sedimenten des Sauerstoffisotopenstadiums 6 aus dem Arktischen Ozean zeigen Werte der Vitrinit-Reflexion um 0.4% (BISCHOF et al. 1990) und besitzen demnach eine relativ niedrige Inkohlung. Ähnlich geringe In-

kohlungswerte zeigen die Vorkommen auf Franz-Josef Land (BISCHOF et al. 1990). Auf Spitzbergen dagegen haben die Kohlevorkommen generell einen höheren Reifegrad. In den Kreideselementen um Franz-Josef Land finden sich allerdings Vulkanite, die bei der Abrasion von Kohlekomponenten unweigerlich mit aufgenommen würden.

Die Herkunft der Kohlefragmente von der Taymyr-Halbinsel ist unwahrscheinlich, da in den Proben mit reichlich Kohlefragmenten im IRD jedoch fast keine Kristallinkomponenten gefunden wurden. Die dort benachbarten Kristallingesteine liegen jedoch in morphologisch höher gelegenen Gebieten (Nährgebiet der Gletscher) und müßten durch Gletscher ebenfalls abradiert werden.

Kohlevorkommen aus den Sedimentgesteinen der Unterkreide in der Kara See sind ein mögliches Herkunftsgebiet, sowie kretazische Kohleflöze aus dem Mündungsgebiet der Lena.

### **Kieselgesteine**

Kieselgesteine (Tafel 2e) sind im zirkumarktischen Raum insgesamt selten. In der Kapp Starostin Formation auf Spitzbergen enthalten sie oft makroskopisch erkennbare Schwammnadeln (WINSNES 1966). SPIELHAGEN (1991) fand diese Gesteine als IRD in der Framstraße und rekonstruiert damit eine Drift aus Spitzbergen. Die permischen Sandsteine auf der Taymyr-Halbinsel sowie die Gesteine der sibirischen Tiefebene enthalten zwischen Taymyr-Halbinsel und Lena-Mündung keine Kieselgesteine (CHURKIN & TREXLER 1981). Im Cherskiy-Gebirge stehen in karbonischen und permischen Sedimentgesteinen Kieselgesteine an. Diese Gebiete waren im Weichsel-Glazial vergletschert (CLIMAP Project Members 1981), die Gletscher reichten, wie die nördlichste Moränenkette belegt (ANDERSEN 1981), jedoch nicht über die heutige Küstenlinie hinaus.

### **Karbonatgesteine und Phyllite**

Biogene Karbonate (Tafel 2c) wurden nur am Barents-Kontinentalfuß gefunden (Tafel 2). Die IRD-Karbonatgesteine sind im Arktischen Ozean mit wenigen Ausnahmen Marmore (Tafel 2a) oder diagenetisch stark verfestigte Sparitkalke. In einigen Proben wurden mehr als 20 Kornzahl-% Marmore im IRD  $>500\mu\text{m}$  gefunden. Sie sind fast ausschließlich weiß, gelblich oder hellrosa gefärbt. Als Gebiet mit großen Vorkommen an Marmoren wird hier das sibirische Tiefland zwischen Taymyr-Halbinsel und Lena-Mündung als Liefergebiet angenommen, in dem auch große Phyllitkomplexe anstehen. In den IRD-Proben traten ebenfalls Phyllite (Tafel 2b) auf.

### **Kristallingesteine**

Kristallingesteine (Tafel 2f) können generell aus allen Gebieten mit magmatischen oder hochmetamorphen Gesteinen stammen. Das westlichste mögliche Liefergebiet sind die Gesteine des Hecla Hoek auf Spitzbergen. Novaya Zemlya enthält ebenfalls reichlich Kristallingesteine. Da die Kristallingesteine nur in den Ablagerungen der letzten 90ka häufig sind und in schneller Folge mit Maxima klastischer Sedimentgesteine wechseln, müssen beide Herkunftsgebiete benachbart sein, da in relativ kurzen Zeiträumen keine weiträumigen Änderungen der Eisdiffrichtungen auftreten.

Die Taymyr-Halbinsel als Herkunftsgebiet kristalliner Gesteine und die nordwestlich vorgelagerte Kara See mit reichlich klastischen Gesteinen erfüllen diese Bedingungen und werden hier als mögliches Herkunftsgebiet angesehen.

### 6.2.3 Herkunftsgebiete in Synopsis

Als Liefergebiet für **klastische Sedimentgesteine**, konnte das Gebiet der Kara-See eingegrenzt werden, **Kristallingesteine** stammen vermutlich von der Taymyr-Halbinsel.

Mögliche Herkunftsgebiete der **Kohlefragmente** sind das Gebiet der Lena-Mündung und die Kara See. Die Richtung beider Herkunftsgebiete zu den Kernlokationen am Nansen-Gakkel Rücken unterscheidet sich nur um 30°. Da jedoch zu Zeiten der Anlieferung von Kohlefragmenten keine Maxima des Phyllit- und Marmor-IRDs, das aus dem sibirischen Tiefland westlich der Lena-Mündung zu stammen scheint, beobachtet wurden, ist für die Kohlefragmente das weiter westlich gelegene und durch die Taymyr-Halbinsel räumlich getrennte Herkunftsgebiet der Kara See generell wahrscheinlicher. Eisberge, die von Gletschern aus dem Gebiet der Lena-Mündung stammen, müßten sonst einen Zustrom aus dem Küstengebiet vor dem sibirischen Tiefland erhalten, was jedoch nicht anhand des IRDs gezeigt werden kann.

Da biogene **Karbonatite** nur auf dem Barents-Schelf gefunden wurden, spricht dies für ihre Herkunft aus Spitzbergen als dem nächstgelegenen Gebiet mit reichlich biogenen Kalken. Vom Silur bis zur Trias finden sich in Nordsibirien und seinen Schelfgebieten verschiedentlich biogene Karbonatgesteine. Eine Drift aus dieser Richtung müßte allerdings auch das Gebiet des zentralen Nansen-Beckens erfaßt haben, wo keine biogenen Kalke gefunden wurden. Dunkle Karbonatgesteine in Sedimenten aus Sauerstoffisotopenstadium 2 in der Framstraße stammen nach SPIELHAGEN (1991) aus Nordost-Grönland. Die IRD-Karbonatite aus dem Arktischen Ozean zeigen keine dunklen Farbtöne.

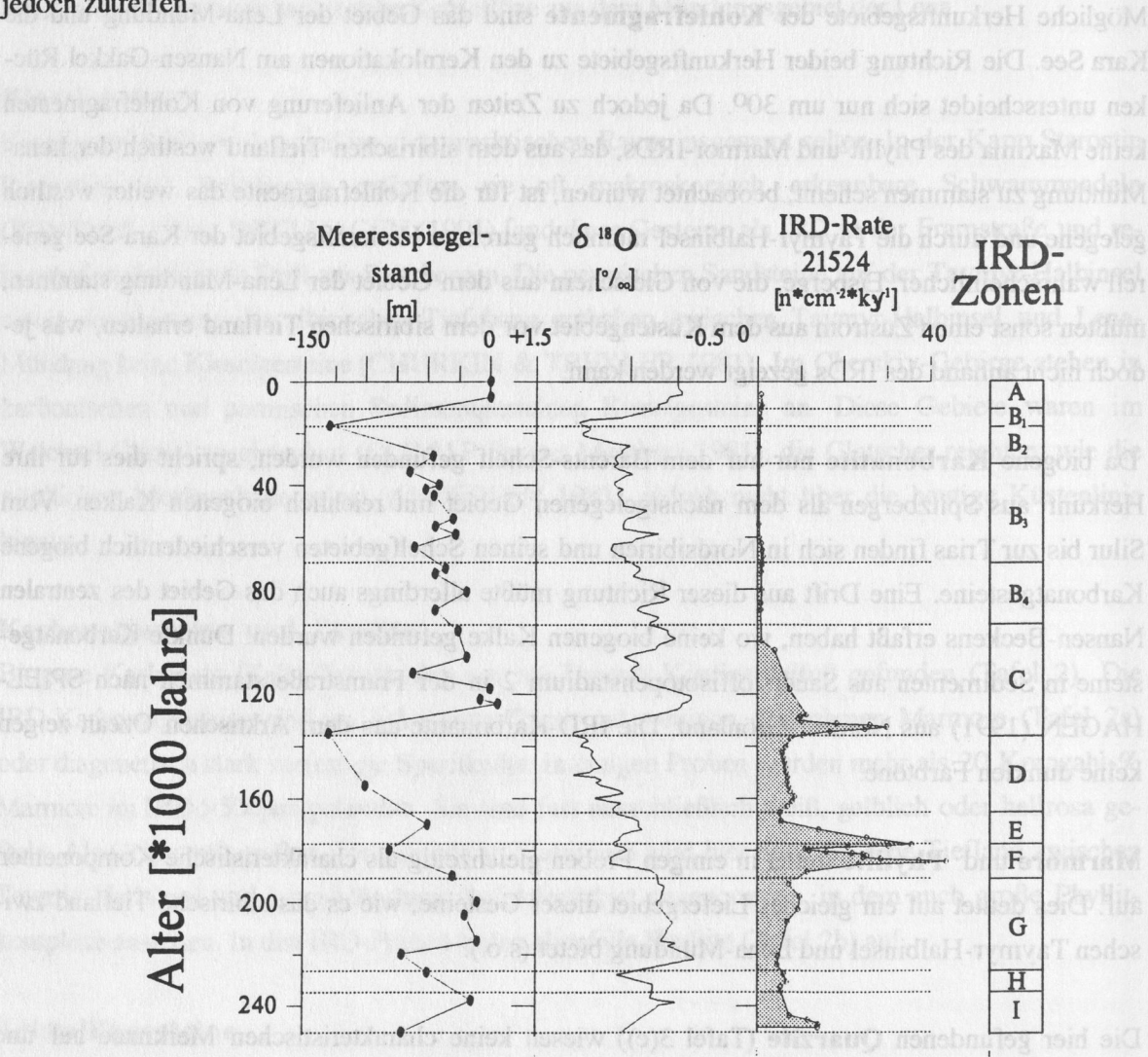
**Marmore** und **Phyllite** treten in einigen Proben gleichzeitig als charakteristische Komponenten auf. Dies deutet auf ein gleiches Liefergebiet dieser Gesteine, wie es das sibirische Tiefland zwischen Taymyr-Halbinsel und Lena-Mündung bietet (s.o.).

Die hier gefundenen **Quarzite** (Tafel 3(c)) wiesen keine charakteristischen Merkmale auf und können in allen Paragneis-Komplexen vorhanden sein. Größere Vorkommen innerhalb des möglichen Herkunftsgebietes finden sich allerdings nur auf Spitzbergen und dem sibirischen Tiefland. Da jedoch keine besonders charakteristischen Maxima in der Häufigkeitsverteilung dieser Komponentengruppe auftreten, wird diese Komponentengruppe nicht zur Rekonstruktion eines möglichen Liefergebietes herangezogen werden.



Bei der Untersuchung von **Kieselgesteinskomponenten** (Tafel 2e) unter dem Rasterelektronenmikroskop konnten z.T. nadelartige, allerdings diagenetisch stark umgewandelte Strukturen erkannt werden. Sie können daher wie die von SPIELHAGEN (1991) beschriebenen Spiculithe aus Spitzbergen und den angrenzenden Gebiete der Barentssee stammen.

Die großen Vorkommen von Kieselgesteinen im Cherskiy-Gebirge kommen nur unter der Bedingung als Liefergebiet in Frage, daß sie in Glazialphasen vergletschert waren und ihre Moränen über die heutige Küstenlinie der Ostsibirischen See reichten. In Zeiten eines Meeresspiegelhochstandes können sie von dort durch Meereis transportiert worden sein. Dies kann für die Weichselvereisung nicht bestätigt werden (GROSSWALD, 1981), für vorangegangene Glaziale kann dies jedoch zutreffen.



**Abb. 41:** Gegenüberstellung von Meeresspiegelstand nach CHAPPELL & SHACKLETON (1986), mittlerer Sauerstoffisotopenzusammensetzung des Meerwassers nach VOGELSANG (1990) und IRD-Rate sowie IRD-Zonen.

### **6.3. Zeitliche Variation der Eisdrift in sieben Zeitintervallen**

#### **6.3.1. 251-235ka, IRD-Zone I**

Die paläoklimatische Situation zur Zeit der Ablagerung der Sedimente von Zone I (251-235ka) entspricht zeitlich dem Übergang von Sauerstoffisotopenstadium 8 zu Stadium 7. Eine globale Erwärmung der Atmosphäre, wie sie durch die Verhältnisse der Sauerstoffisotopen mit abnehmenden Werten belegt ist (VOGELSANG 1990), bewirkte einen Rückgang der Eiskappen, Ein damit einhergehender Anstieg des Meeresspiegels von 70m auf ca. 15m unter dem heutigen Niveau (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) (Abb. 41) ließ weite Gebiete der heutigen sibirischen Arktis-Schelfe überfluten.

Die Abnahme des IRD-Fluxes zur Mitte dieses Zeitabschnittes auf weniger als die Hälfte der Komponenten kann entweder bedeuten, daß die im Arktischen Ozean driftenden Eisberge erheblich weniger Sedimentfracht mit sich führten, oder aber, daß durchschnittlich nur halb soviel Eisberge auftraten.

Berücksichtigt man, daß die flachen Schelfe Sibiriens durch den Anstieg des Meeresspiegels überflutet wurden, so ist es wahrscheinlich, daß zunächst noch reichlich Eisberge in den Arktischen Ozean entlassen wurden, bis schließlich fast alle Gletscher soweit abgeschmolzen waren, daß sie oberhalb der Küstenlinie endeten.

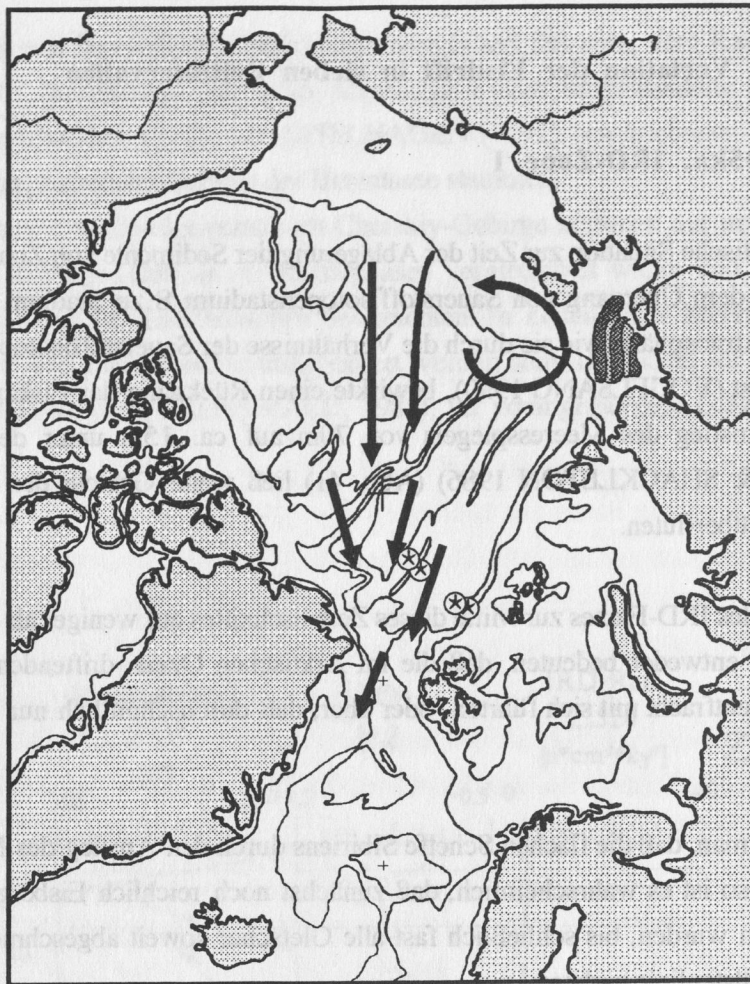
Die in dieser Zeit abgelagerte charakteristische Komponentengruppe sind die Phyllite. Sie stammen vermutlich aus dem Gebiet zwischen Taymyr-Halbinsel und Lena-Mündung (s.o.) und deuten damit auf eine Eisdrift aus diesem relativ östlich gelegenen Gebiet, die in diesem Zeitraum über das Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens bei 30° östlicher Länge stattfand (Abb. 42). Zur weiteren Diskussion dieses Systems siehe Kap. 6.3.4. (177- 164ka).

#### **6.3.2. 235-226ka, IRD-Zone H**

Der errechnete Zeitraum für IRD-Zone H (235-226ka) umfaßt das untere Sauerstoffisotopenstadium 7 und den Beginn des Substadiums 7.4 (232ka) mit stark ansteigenden  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten (VOGELSANG 1990). Die Meeresspiegelkurve von CHAPPELL & SHACKLETON (1986) (Abb. 41) zeigt zu dieser Zeit eine rapide Abnahme des Meeresspiegels auf annähernd 70m unter das heutige Niveau. Insgesamt deuten diese Ergebnisse auf eine Zunahme der Eiskappenausdehnung während dieses Zeitabschnittes.

Bemerkenswert für diese Zone ist das Auftreten von reichlich Kohle, die vermutlich von Kara-Schelf stammt. Eine Gletscherzunge des Novaya Zemlya Gletschers oder des Taymyr-Halbinsel Gletschers muß demnach zu dieser Zeit bis in die Kara See gereicht haben. Sie muß groß genug





251 – 235ka

177 – 164ka

**Abb. 42:** Zone I, E

Vermutete Eisdriftrichtungen zwischen 251-235ka und 177-164ka. Das IRD dieser Zeiten ist durch hohe relative Häufigkeiten an Phylliten gekennzeichnet. Sie können während vorangegangener Interglaziale auf dem Laptev-Schelf als Moränen (in der Karte dort angedeutet) abgelagert worden sein. Landgebiet sind durch Punktsignatur, Lage der Kernstationen mit \* gekennzeichnet. Über die Ausdehnung der Gletscher stehen keine ausreichenden Angaben zur Verfügung.

gewesen sein, um die weit nach Norden vorgerückte Küstenlinie zu erreichen und auf dem Kara-Schelf Kohle-führende Schichten zu abradieren. Von dort drifteten Gletscher mit reichlich Kohle-Fracht in nordwestliche Richtungen, sodaß sie auch das Gebiet des Nansen-Gakkel Rückens bei 30° östlicher Länge erreichten (Abb. 44).

Da die Gesamtakkumulationsrate, wie auch der IRD-Flux leicht erhöhte Werte gegenüber dem vor-



angegangenen Zeitraum (245-235ka) zeigen, kann zunächst angenommen werden, daß es im Zeitraum 235- 226ka zu erhöhter Eisbergdrift kam. Bedenkt man jedoch die große Menge aufgenommener, präquartärer Kohlefragmente vom Kara See Schelf, so muß mindestens vor Abtragung dieser Schichten ebenfalls die quartäre Bedeckung des Schelfes mit in den Gletscher eingearbeitet worden sein. Es ist daher wahrscheinlicher, daß die Sedimentfracht der Eisberge im Arktischen Ozean insgesamt höher gewesen ist; die Menge der Eisberge im östlichen Arktischen Ozean muß nicht erhöht gewesen sein.

### 6.3.3. 226-191ka, IRD-Zone G

Der Zeitraum von 226-191ka (IRD-Zone G, Tab. 4), entspricht dem oberen Sauerstoffisotopenstadium 7. Die Zusammensetzung des IRD  $>500\mu\text{m}$  ist durch hohe Anteile an Kieselgesteinen und geringe Anteile an Kohlefragmenten gekennzeichnet.

Das Vorkommen benthischer Foraminiferenarten im obersten Teil dieses Bereiches ist ähnlich der Artenverteilung im Holozän (STRUCK mdl. Mitt.). Durch die Messungen der  $^{230}\text{Th}_{\text{ex}}$ -Aktivitäten konnten ebenfalls Hinweise auf eine Ablagerung dieser Sedimente in relativ wärmerem Environment als in den vorangegangenen Zeitabschnitten gefunden werden.

Auffällig ist die gleichzeitige Zunahme des IRD-Fluxes und die Zunahme benthischer Foraminiferen: Im unteren Bereich, bis ca. 210ka, wurden geringe IRD-Raten gemessen. Danach stiegen sie auf die doppelte Anzahl. Der Meeresspiegelstand lag nach CHAPPELL & SHACKLETON (1986) zu Beginn dieses Zeitabschnittes noch bei 60m unter dem heutigen Niveau, stieg dann aber bis 215ka auf annähernd das heutige Niveau. Der relativ niedrige Meeresspiegel bis ca. 215ka (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) deutet auf eine global große Ausdehnung der Eiskappen. Es ist daher möglich, daß noch bis 215ka Gletscher auf dem Gebiet der sibirischen Schelfe gelegen haben. Durch den niedrigen Meeresspiegel zwischen 225 und 215ka waren sie z.T. "trockengefallen": sie lagen auf dem Land und nur vereinzelt mündeten Gletscherzungen ins Meer, um Eisberge in den Arktischen Ozean zu entlassen. Der ansteigende Meeresspiegel erreichte seit ca. 210ka wieder mehr Gletscher. Dies führte zu dem erhöhten IRD-Eintrag ins Sediment.

Für die Herkunft der relativ großen Mengen an Kieselgesteinen in diesem Zeitabschnitt (226 bis 191ka) wird das Gebiet des Barentsschelfes nordöstlich von Spitzbergen angenommen (s.o.). Folgende paläo-ozeanographische Situation kann einen derartigen nordwärts gerichteten Transport herbeiführen:

SPIELHAGEN (1991) rekonstruierte in der Framstraße in Glazialzeiten eine Verlagerung der Eisdrift im Bereich des Ostgrönlandstromes, der aus dem Arktischen Ozean von der Transpolaren Drift gespeist wird, in östliche Richtung. Dies bedeutet eine relative Vergrößerung des Einflußbereiches der arktischen Transpolardrift. Im Interglazial zieht sich dieses Driftsystem entsprechend auf einen schmaleren Streifen in Richtung des grönländischen Kontinentalrands zurück. Es ist da-

her vorstellbar, daß auch im Arktischen Ozean in Glazialzeiten die Transpolardrift weiter zum eurasischen Schelf und im Gegensatz dazu im Interglazial weiter zum amerikanischen Schelf verlagert war.

Während der Ark IV/3-Expedition konnte beobachtet werden, daß eine im Arktischen Ozean ausgesetzte Driftboje nach Süden trieb und durch die Meeresstraße zwischen Spitzbergen und Franz-Josef Land die Barentssee erreichte (THIEDE 1988). Diese Driftrichtung ist nach SPIELHAGEN (1991) vor allem im Sauerstoffisotopenstadium 3 aktiv gewesen; im weitaus wärmeren Stadium 5 dagegen scheint sie sich nur schwach ausgewirkt zu haben. Es wird daher angenommen, daß bei einer noch ausgeprägteren Interglazial-Situation die Transpolardrift soweit auf die amerikanische Seite des Arktischen Ozeans verlagert wurde, daß es zu keiner südwärts gerichteten Drift durch die Spitzbergen/Franz-Josef Land - Meerenge mehr kam.

Bei einer derartigen Interglazial-Situation kann ein starker Norwegen-Strom sich auch im Gebiet der Barentssee stärker ausgewirkt haben: Ein Ast des Norwegen-Stromes, der nördlich von Norwegen nach Osten auf den Barentsschelf abzweigt, führt heutzutage warmes Wasser in dieses Gebiet. Verstärkt sich dieser Ast in einer wärmeren Interglazial-Situation, so kann er zwischen Spitzbergen und Franz-Josef Land in den Arktischen Ozean gemündet haben. Von beiden Inselgruppen, bestimmt aber von dem auch heute mit großen Gletschern bedeckten Nordaustlandet (Spitzbergen) können dann Eisberge mit dieser Oberflächenströmung in den Arktischen Ozean gelangt sein.

Nördlich oder nordwestlich der in dieser Arbeit untersuchten Kernpositionen im Arktischen Ozean kann diese Strömung in das Einflußgebiet der Transpolaren Drift gelangt sein und gegen den Uhrzeigersinn nach Südwesten abgelenkt worden sein.

Das zunächst warme Wasser des Norwegen-Stromes kam in einer nordwärts gerichteten Strömung in den Bereich der Barentssee und verhinderte dort ganzjährige Meereisbildung. Dadurch kann die geringe Akkumulationsrate auch des feinkörnigen Sediments erklärt werden, die im Arktischen Ozean hauptsächlich durch Meereis eingetragen wird. Größere Komponenten dagegen können durch die aus Spitzbergen stammenden Eisberge reichlich in das Sediment eingetragen worden sein.

Die Gültigkeit dieses Driftsystems setzt voraus, daß die Kieselgesteine tatsächlich aus diesem Liefergebiet stammen. Da Kieselgesteine im IRD des östlichen Arktischen Ozeans jedoch weniger auffällige biogene Strukturen aufweisen als die Spiculithe des Framstraßen-IRD (SPIELHAGEN 1991), scheint es wahrscheinlich, daß die Herkunft der Kieselgesteine in einem anderen Gebiet zu suchen ist. Eine weitere - und wahrscheinlichere - Driftrichtung wird in Abschnitt 6.3.5. (136-94ka) diskutiert (Abb. 45).

#### 6.3.4. 191-136ka, IRD-Zone F, E und D

Die Zeitintervalle 191-177ka und 164-136ka werden in diesem Abschnitt gemeinsam behandelt. Sie zeigen hinsichtlich der sedimentologischen Parameter wie auch hinsichtlich der Zusammensetzung des IRD gleiche Charakteristika.

Der in diesem Kapitel behandelte Zeitraum umfaßt fast das gesamte Sauerstoffisotopenstadiums 6 einschließlich des Endes von Stadium 7 (nach IMBRIE et al. (1984) liegt die Grenze 6/7 bei 186ka). Ausgenommen ist zunächst das Substadium 6.5, das nach VOGELSANG (1990) im Europäischen Nordmeer zwischen 177 und 164ka liegt.

##### **Quantitativer Sedimenteintrag:**

Der IRD-Flux erreichte zwischen 191 und 177ka die höchsten Werte (z.T. bis zu 40 Körnern  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ ) im gesamten untersuchten Zeitraum der letzten 250ka.

Die lineare Sedimentationsrate ist in beiden Zeitintervallen (191-177ka und 164-135ka) mit 3-6cm/ka deutlich höher als in der Framstraße mit 2,6cm/ky (KÖHLER & SPIELHAGEN 1990). Diese relativ hohen Sedimentationsraten von mehreren cm/ky am Barents- Kontinentalrand sind ähnlich denen von Kernen nördlich Spitzbergens und vom nordöstlichen Kontinentalhang Grönlands (MARKUSSEN et al. 1985, GARD 1989).

NOWACZYK & BAUMANN (subm.) deuten die hohen Sedimentationsraten am Nansen-Gakkel Rücken im Sauerstoffisotopenstadium 6 als Hinweise auf eine sehr variable Eisbedeckung während dieser Zeit. Sie geben zwei Möglichkeiten zur Erklärung der hohen Sedimentationsraten im Substadium 6a an: Entweder sanken kontinuierlich Schlammklumpen ("mudballs, mudclasts") auf den Ozeanboden, oder es traten kurze Warmphasen innerhalb des Glazials auf, in denen das Meereis schmolz. Nach Meinung beider Autoren muß die Eisdecke mehrfachen Wechseln von Schmelzen und Wiedergefrieren unterworfen gewesen sein.

Da in Kapitel 1.5. dargelegt worden ist, daß der Transport von Komponenten  $>500\mu\text{m}$  fast ausschließlich an die Drift von Eisbergen gekoppelt ist, kann Meereis keine Ursache für den erhöhten IRD-Flux sein. Dafür spricht auch, daß der extrem niedrige Meeresspiegel im Stadium 6 (bis maximal 130m unter dem heutigen Meeresspiegel (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) die Breite der Schelfe auf ein sehr geringes Maß reduziert und somit zur Inkorporation von Material in Meereis kaum Raum zu Verfügung steht.

Das Absinken des Meeresspiegels auf ein Niveau von mehr als 60m unter den heutigen Meeresspiegelstand belegt eine globale Zunahme der Eiskappen zu Beginn des Sauerstoffisotopenstadiums 6 (CHAPPELL & SHACKLETON 1986). In Westsibirien müssen diese Gletscher groß genug gewesen sein, um über die weit seewärts gewanderte Küstenlinie des Stadiums 6 hinaus die offene See zu erreichen. Zu Beginn eines Glazials bauen sich die Eiskappen nur langsam auf. Weite Gletschervorstöße sind dagegen erst im Hochglazial zu erwarten. Es ist daher anzunehmen, daß zu Beginn des Stadiums 6 zunächst wenige Gletscher die Küstenlinie erreichten. Da der Sand-



gehalt, die Akkumulationsrate des Gesamtsediments und den IRD-Flux höher sind als zu anderen untersuchten Zeiten, scheinen die Gletscher zu dieser Zeit sehr viel grobkörniges Material transportiert zu haben.

### **Schlammklasten:**

In den Sedimenten des Sauerstoffisotopenstadiums 6 wurden in verschiedenen Kernen große Mengen sogenannter Schlammklasten ("mudclasts", mudballs") entdeckt (Tab. 2). Sie stammen nach GOLDSCHMIDT et al. (subm.) aus Gletschereis, da die Korngrößenverteilung weit mehr im Bereich von Sand bis Silt als von Silt bis Ton (typisch für Meereis-Material) liegt. Die Entstehung von "mudclasts" erklären GOLDSCHMIDT et al. (subm.) folgendermaßen: Lockersediment, das in Gletscher eingearbeitet wurde, ist durch den sehr hohen Druck in und unter dem Gletscher zerflasert und überkonsolidiert worden. Eisberge verdrifteten diese gefrorenen Schlammklumpen. Beim Absaigern durch die Wassersäule bleiben sie durch ihre Überkonsolidierung in Form und Konsistenz erhalten. GOLDSCHMIDT et al. (subm.) geben die mineralogische Zusammensetzung dieser Schlammklasten mit Anteilen der Quarzkörner von 60-95% an. Kohlefragmente werden aus ihren Proben der Schlammklasten nicht erwähnt.

Da fast während des gesamten, vorangegangenen Sauerstoffisotopenstadiums 7 der Meeresspiegel 25.000 Jahre lang (215-190ka) sehr hoch lag (heutiges Niveau bis maximal 20m unter dem heutigen Niveau, CHAPPELL & SHACKLETON 1986), lagerten sich auf den Schelfen terrigene und flachmarine Sedimente ab. Im Sauerstoffisotopenstadium 6 dagegen sank der Meeresspiegel auf ein Niveau von 60m unter dem heutigen Meeresspiegel.

Als die vorrückenden Gletscher im Sauerstoffisotopenstadium 6 die Küstenlinie des Stadiums 7 überschritten hatten, erreichten sie den Ablagerungsraum der Schelfsedimente des vorangegangenen Interglazials und arbeiteten dort das vorhandene Interglazialsediment als Moräne ein. Diese These zur Entstehung von Schlammklasten vertreten auch HENRICH et al. (1989) bezüglich Sedimentschichten im Europäischen Nordmeer.

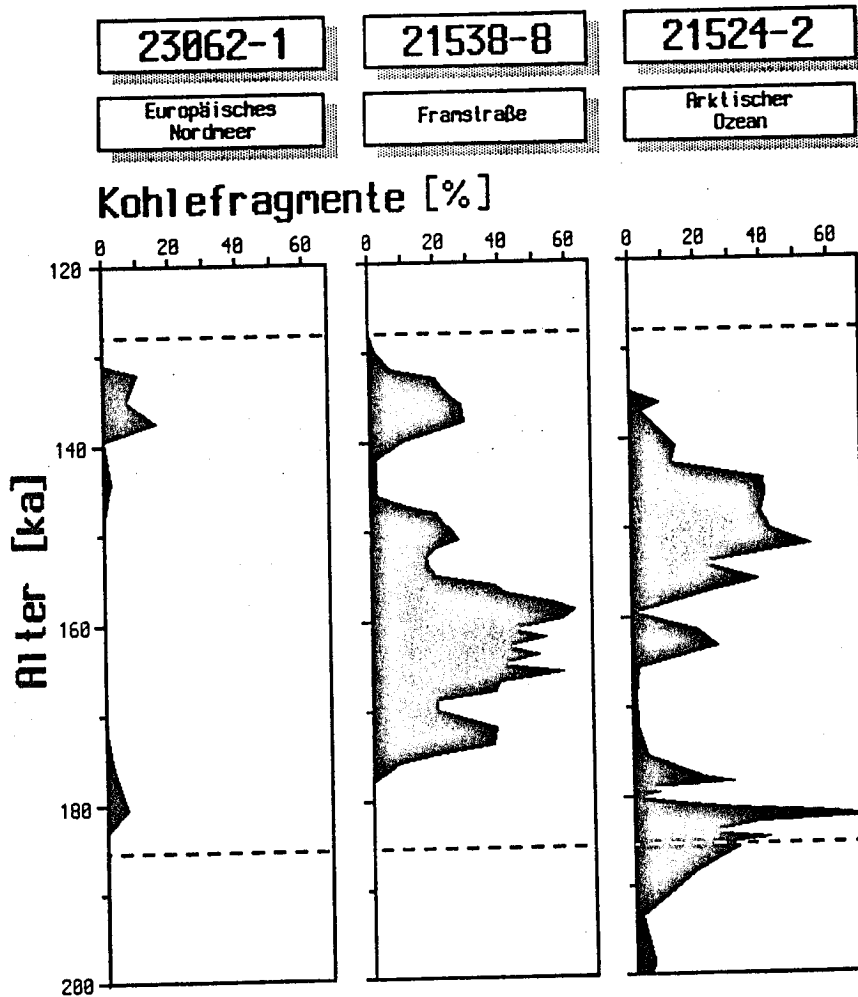
Da aus den Schlammklasten des Arktischen Ozeans selbst keine Kohlekomponenten beschrieben sind, ist dies ein Indiz dafür, daß die kohleführenden Schichten auf dem Schelf anstehen. Würden sie im Hinterland anstehen, müßten sie auch im Schelfsediment aus terrigenem Eintrag enthalten sein. Das bedeutet, daß die Schelfsedimente, die die anstehenden Kohleführenden Schichten bedeckt haben können, selbst keine Kohle enthielten.

### **Bedeutung der Kohlefragmente für die Eisdrift:**

Kohlepartikel sind in den Sedimentkernen vom Nansen-Gakkel Rücken die häufigste und charakteristischste Komponente im IRD. Im unteren Sauerstoffisotopenstadium 6 (191-177ka) beträgt der IRD-Flux allein der Kohlepartikel  $40 \text{ Komponenten} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$ . Dies ist die 20-fache Akkumulationsrate im Vergleich zum vorangegangenen Stadium 7.

Eistransportierte Kohlefragmente sind sowohl im Arktischen Ozean als auch in der Framstraße

(SPIELHAGEN 1991) in diesem Zeitraum häufig. Selbst im Europäischen Nordmeer finden sich noch IRD-Kohlefragmente in Sedimenten aus dem Sauerstoffisotopenstadium 6. Anhand der stratigraphischen Einordnung konnte belegt werden, daß das Auftreten der Kohlefragmente in allen drei Gebieten gleichzeitig stattfand; der Zeitraum des Kohleetrags in das Europäische Nordmeer war jedoch kürzer (BISCHOF et al. 1990) (Abb. 43).



**Abb. 43:** Zeiliche Verteilung der relativen Häufigkeit der Kohlefragmente im Vergleich Arktischer Ozean (diese Arbeit) - Framstraße (SPIELHAGEN 1990) -Europäisches Nordmeer (BISCHOF et al. 1990).

Im Arktischen Ozean beginnt der Kohleetrug bei 191ka und nimmt zwischen 177 und 164ka auf weniger als 10% ab. In der Framstraße steigt die relative Häufigkeit der Kohlefragmente dagegen erst bei ca. 176ka auf relative Häufigkeiten von bis zu 30% (SPIELHAGEN 1991). Nach einem kurzen Minimum mit weniger als 20% Kohle bei ca. 170ka steigt ihr Gehalt zwischen 168 und 155ka auf Werte bis über 50% (BISCHOF et al. 1990) (Abb. 43). Zwischen 148 und 140ka wird

in der Framstraße nur sehr wenig Kohle abgelagert. Im Arktischen Ozean zeigen sich gerade in diesem Zeitraum in allen Kernen vom Nansen-Gakkel Rücken Maxima der Kohlekomponenten bis 40%. Dagegen nimmt dort der Gehalt an Kohle bei 136ka rapide ab, während in der Framstraße noch ca. 3000 Jahre länger Kohle-IRD mit Gehalten um 30% herantransportiert wird. Die größten Häufigkeiten des Kohlepartikeleintrags im Europäischen Nordmeer treten zwischen 139 und 131ka auf.

BISCHOF et al. (1990) rekonstruieren anhand der Kohlefragmente eine südwärts gerichtete Eisdrift. Voraussetzung für eine derartige Drift, mit der Sediment aus dem Arktischen Ozean durch die Framstraße bis in das Europäische Nordmeer gelangen konnte, ist, daß die Eisdecke im Stadium 6 weit genug nach Süden gereicht hat, um den Einstrom warmen Wassers zu verhindern. Eine entsprechende Verschiebung der Polarfront nach Süden im Stadium 6 (150-130ka) bis auf 44°N wird ebenso von MCINTYRE et al. (1972) gefordert.

### **Rekonstruktion der Eisdrift-Veränderungen anhand des Kohle-IRD:**

Die Variation des Eintrags der Kohlefragmente kann in den verschiedenen Zeitabschnitten innerhalb des Sauerstoffisotopenstadiums 6 wie folgt erklärt werden:

#### **191-177ka:**

Oberflächenströmungen mit Kohlefragmenten treten während des Stadiums 6 im Arktischen Ozean mit größter Häufigkeit auf. Da in diesem Zeitraum in der Framstraße keine und im Europäischen Nordmeer nur sehr geringe Anteile beobachtet werden, muß die Eisdrift zu dieser Zeit einen anderen Weg nach Süden als durch die Framstraße genommen haben. Eine Eisdrift nach Süden kann allenfalls durch die Spitzbergen/Franz-Josef Land -Meerenge über die Barents See in südwestliche Richtung bestanden haben. Die Barentssee ist nur an wenigen Stellen flacher als 200m, auch in Phasen des Meeresspiegeltiefstandes konnten Gletscher dieses Gebiet nahezu ungehindert durchqueren.

Im Europäischen Nordmeer reduziert die hohe "Verdünnung" mit Komponenten südlicherer Herkunftsgebiete (Spitzbergen, Norwegen) die relative Häufigkeit der Kohlefragmente.

#### **Der Zeitraum um 170ka (177-164ka):**

Im östlichen Arktischen Ozean (am Nansen-Gakkel Rücken) treten fast keine Kohlefragmente auf. In der Framstraße sind ihre Gehalte reduziert (<20%) und im Europäischen Nordmeer finden sich keine Kohlefragmente. Vorrausgesetzt die Kohlekomponenten aus der Framstraße stammen aus dem gleichen Liefergebiet wie die des Arktischen Ozeans, wie aufgrund kohlepetrographischer Analysen angenommen wird (BISCHOF et al. 1990), kann die Drift der Kohle einen südlicheren Weg (näher an Barents-Schelfrand und kein Bogen über den Nansen-Gakkel Rücken) aus dem Liefergebiet (Kara-See Schelf, siehe Kapitel 5) zur Framstraße genommen haben. Zu diesem Bild paßt auch die Vorstellung der in wärmeren Phasen in Richtung auf den Kanadischen Schelf verschobenen Transpolaren Drift.



Ein wärmeres Milieu in diesem Zeitraum wird durch verschiedene Hinweise, wie das Auftreten agglutinierender Foraminiferen und geringe Sandgehalte, angedeutet. Aus dem Europäischen Nordmeer ist diese Zeit als Sauerstoffisotopen-Substadium 6.5 mit reduzierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten bekannt (VOGELSANG 1990).

In Abschnitt 6.3.3. wurde ein Modell aufgestellt, wonach in "wärmeren" Zeiten die Transpolardrift weiter in Richtung auf den amerikanischen Kontinentalrand verlagert war (entsprechend der von SPIELHAGEN (1991) postulierten Verlagerung des Kaltwasserausstroms aus dem Arktischen Ozeans in der Framstraße in weiter westlich gelegene Bereiche). In schwächerem Umfang kann dieser Fall auch im Substadium 6.5 eingetreten sein. Das Fehlen der Kohlefragmente im östlichen und zentralen Bereich des Europäischen Nordmeeres bedeutet dann entsprechend, daß der Einfluß des Ostgrönlandstromes sich in weiter westlich gelegene Gebiete verlagerte.

Zu diesem Bild paßt vor allem das Auftreten von Phylliten als charakteristischste Komponente: Ihr Herkunftsgebiet zwischen Taymyr-Halbinsel und der Lena-Mündung (s.o.) liegt östlich dem der Kohlevorkommen auf dem Kara-See Schelf.

#### **164-136ka:**

Dieser Zeitraum ist im Arktischen Ozean erneut durch sehr hohe Kohle-Gehalte, besonders im oberen Bereich (mit >40 Kornzahl-%) gekennzeichnet. In der Framstraße ist die Tendenz eher gegenläufig. Während zwischen 168 und 155ka hohe Gehalte mit >50 Kornzahl-% (BISCHOF et al. 1990) auftreten, folgen danach schwächere Maxima und Phasen ohne Kohle-Eintrag (Abb. 43); das oberste Maximum im Sauerstoffisotopenstadium 6 liegt mit 20% zwischen 140 und 134ka. Im Europäischen Nordmeer finden sich dagegen von 138-131ka die höchsten Kohle-Gehalte dieses Gebietes (>10%).

Generell ergeben sich in dieser Phase zeitlich für die drei untersuchten Gebiete drei Grundmuster der Kohlehäufigkeiten:

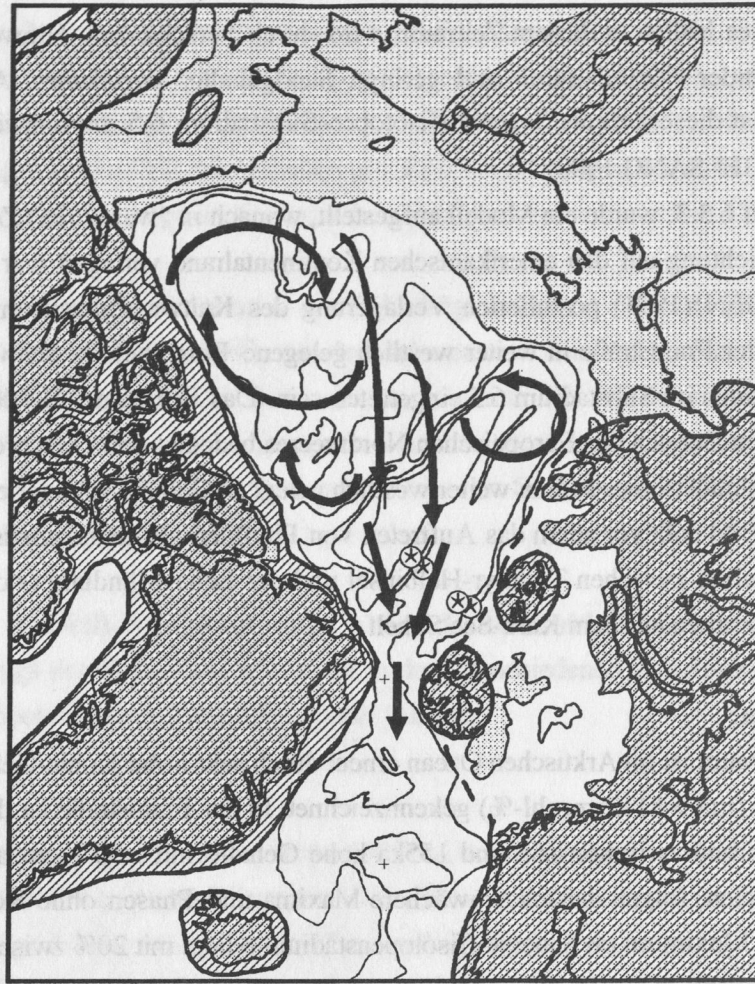
**168-155ka:** Framstr. > Arkt.Oz. > Europ.Nordmeer

**155-136ka:** Arkt.Oz. > Framstr. > Europ.Nordmeer

**136-132ka:** Framstr. > Europ. Nordmeer > Arkt.Oz.

Zwischen 168ka und 155ka kann aufgrund der Kohlehäufigkeitsverhältnisse eine ähnliche Driftsituation wie zwischen 177 und 164ka angenommen werden. Die Zeit zwischen 155 und 136ka scheint die Driftrichtung aus dem Arktischen Ozean durch die Framstraße in das Europäische Nordmeer zu repräsentieren (Abb. 44).

Die Driftsituation im ausgehenden Sauerstoffisotopenstadium 6 ist nicht eindeutig erklärbar: Der hohe Anteil von Kieselgesteinen, Quarz und Feldspat deutet auf eine völlig veränderte Driftsituation, während die Kohlefragmente, die in der Framstraße nur wenig häufiger sind als im Europäischen Nordmeer noch eine Eisdrift in diese Richtung andeuten.



235 – 226ka

191 – 177ka

164 – 136ka

**Abb. 44:** Zone D, F, H

Vermutete Eisdrift im Zeitraum 235-226, 191-177ka und 164-136ka. Die Eiskappenausdehnung des Sauerstoffisotopenstadiums 6 wurde von CLIMAP Projekt members (1981) für die Weichselzeitliche Vereisung erstellt. Die Vereisungsgrenzen des Barentsschelfes sind umstritten und wurden durch eine unterbrochene Linie dargestellt. Ein vom Cherskiy-Gebirge ausgehender Gletscher, der groß genug war, um das heutige Schelfgebiet zu erreichen wird in dieser Arbeit gefordert. Er entließ in diesem Zeitraum keine Eisberge in den Arktischen Ozean, da er die glazial abgesenkte Küstenlinie nicht erreichte. Driftrichtungen in der Framstraße nach SPIELHAGEN (1990) und im Europäischen Nordmeer nach BISCHOF et al. (1990). Landgebiete sind durch Punktsignatur, die Lage der Kernstationen mit \*, vergletscherte Gebiete durch Schraffur gekennzeichnet.

### 6.3.5. 136-94ka, IRD-Zone C

Die Sedimente der IRD-Zone C umfassen die Zeit der Termination II, dem globalen Abschmelzen der Eisschilde des Glazials (Sauerstoffisotopenstadium 6), bis zum Interglazial (Sauerstoffisotopen-Substadium 5.3).

NOWACZYK & BAUMANN (subm.) belegen anhand der Nannoplankton- Sedimentation im Arktischen Ozean in Kern 21521-15, eine Verkürzung der interglazialen Bedingungen. Sie datieren Substadium 5e mit 84ka, Substadium 5a mit 67ka. Daraus schließen die Autoren, daß sich der Arktische Ozean im Vergleich zur Framstraße zeitlich später aufwärmte und begrenztere Lebensbedingungen für kalkiges Nannoplankton in Interglazialen und Interstadialen bot. Entsprechend dieser Interpretation befänden sich die Sedimente dieser Zone biostratigraphisch noch im Stadium 6.

Demgegenüber finden sich eindeutige sedimentologische und IRD- lithologische Indizien dafür, daß in diesem Zeitraum grundsätzlich andere paläo-ozeanographische Bedingungen herrschten als zu Zeiten des Hochglazials (Sauerstoffisotopenstadium 6) bis 136ka: Eine sehr hohe Gesamtkumulationsrate sowie ein besonders zu Beginn dieser Zeitspanne hoher IRD-Flux ist dabei auffällig: Diese hohen Werte sind vermutlich nicht auf eine verstärkte Inkorporation von Schelfsedimenten wie in Stadium 6 zurückzuführen, da zum einen der ansteigende Meeresspiegel Abrasion auf dem Schelf verminderte und zum anderen verfügbares Material bereits vorher abgetragen worden ist; es ist anzunehmen, daß die Eisberge in diesem Zeitraum "sauberer" wurden, verbunden mit einer Zunahme der Eisberg-Anzahl im östlichen Arktischen Ozean. Ein Maximum des IRD-Fluxes von bis zu 30 Komponenten  $\text{cm}^{-2} \cdot \text{ky}^{-1}$  zu Beginn dieses Zeitintervalls (siehe Abb. 40, 41) deutet auf einen hohen Eintrag von Eisberg-IRD.

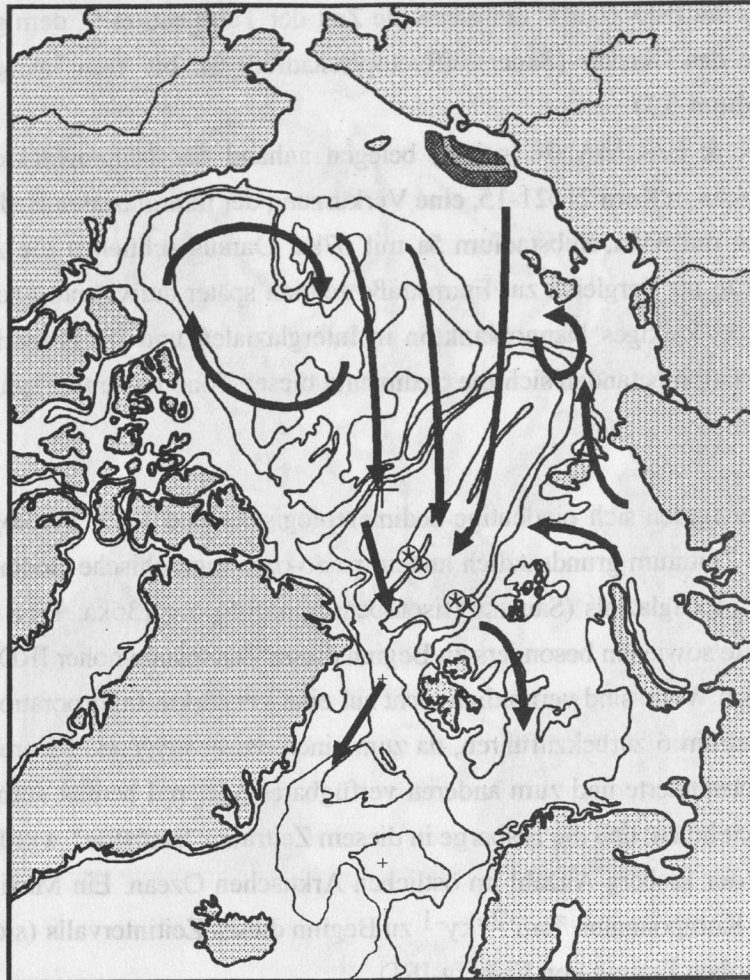
Der rasche Anstieg des Meeresspiegels holte die in der Eurasischen Arktis noch im Gebiet der heutigen Küstenlinie liegenden Gletscher ein. Vorgänge wie "ice-surges" (schnelles Abgleiten von Gletschern), induziert durch wärmere Temperaturen, als auch durch das Erreichen der Küstenlinie begünstigen das Kalben von Eisbergen.

Beide Faktoren deuten auf dieselbe Ursache: Die Eurasische Arktis begann paläoklimatisch und paläo-ozeanographisch schon 136.000 Jahre vor heute auf das beginnende Interglazial zu reagieren. Warmzeitliche Verhältnisse mit relativ hohem Meeresspiegel, der nur noch regional begrenzt Gletscher erreichte, beginnen jedoch erst bei ca. 125ka.

Die Abnahme des IRD-Fluxes während dieser Zeitphase muß im Zusammenhang mit dem Anstieg des Meeresspiegels und dem gleichzeitigen Rückgang der Eiskappen auf annähernd das heutige Niveau oder sogar einen etwas höheren Pegel (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) betrachtet werden.

Hohe Gehalte an Kieselgesteinen, die entsprechend dem Eisdriftmodell, wie es in Abschnitt 6.3.3. vorgestellt ist, als ein Indiz für einen Warmwassereinstrom in den Arktischen Ozean angesehen





226 – 191ka

136 – 94ka

10ka – rezent

**Abb. 45:** Zone A, C, G

Karte der vermuteten Eisdrift in den Zeiten 226-191ka, 164-94ka, 10ka-rezent. Auf dem Ostsibirischen Schelf sind Moränen eingezeichnet, die dort von Gletschern vorangegangener Glaziale abgelagert worden sein können. Die Eisdrift, die das Gebiet der Kernstationen erreicht führt Material von den Ostsibirischen Schelfen heran. Landgebiet sind durch Punktsignatur, vergletscherte Gebiete durch Schraffur, Lage der Kernstationen mit \* gekennzeichnet.

werden könnten, wurden im Gebiet der Barents-Tiefseebene jedoch nicht nachgewiesen. Wird trotzdem ein Herkunftsgebiet auf dem Barents-Schelf angenommen, so bleibt als weitere Möglichkeit der Drift eine Richtung durch die Spitzbergen/Franz-Josef Land-Meerenge nach Süden auf den Barents-Schelf.

Um Material von dort wieder zurück in den Arktischen Ozean zu transportieren, müßten Eisberge um die Südspitze Spitzbergens getrieben sein. Sie wären dann wie eine der Driftbojen auf der Ark IV/3-Expedition mit dem Westspitzbergenstrom nach Norden gelangt. Bei einer Verstärkung des Westspitzbergenstromes bei höheren Oberflächenwassertemperaturen als sie rezent in diesem Gebiet herrschen, könnte eine Eisdrift Eisberge nördlich bis zum Nansen-Gakkel Rücken im Zusammenhang mit dem Aufbau eines warmen Nordatlantikstromes ab 124ka (KELLOGG 1980) angenommen (SPIELHAGEN 1991) werden.<sup>1)</sup>

Die große relative Häufigkeit der Quarzkomponenten in diesem Zeitintervall findet ihr Äquivalent im obersten Teil der Kerne (10ka-rezent). Kieselgesteine fehlen allerdings in den oberflächennahen Sedimenten (siehe Abschnitt 6.3.7.).

Das Auftreten von Kieselgesteinen als IRD kann wie folgt erklärt werden: Die Cherskiy-Berge, in denen reichlich Kieselgesteine in karbonischen und permischen Sedimentgesteinen anstehen (CHURKIN & TREXLER 1981), waren während des letzten Glazials zwar von Gletschern bedeckt, diese erreichten jedoch nicht die Küstenlinie (CLIMAP Projekt Members, 1981). Da das vorangegangene Stadium 6 eine größere Eiskappenausdehnung in der europäisch-sibirischen Arktis gehabt haben kann, ist es möglich, daß Gletscher vom Cherskiy-Gebirge in diesem Glazial das Schelfgebiet erreichten. Auch wenn sie nicht bis zur glazialen Küstenlinie des Stadiums 6 vorstießen, können sie ihre Moränen auf dem (zu dieser Zeit trocken liegenden) Schelf abgelagert haben. Der rapide ansteigende Meeresspiegel im beginnenden Sauerstoffisotopenstadium 5 (CHAPPEL & SKACKLETON 1986) bewirkte die Überflutung dieser Moränen. Da Kieselgesteine verwitterungsbeständiger sind als andere Sedimentgesteine, reicherten sie sich relativ zu anderen Komponenten auf dem Schelf an. Dort können sie von Meereis aufgenommen und mit einer der heutigen Transpolar-Drift ähnlichen Eisdrift in das Gebiet des westlichen Nansen-Gakkel Rückens gelangt sein (Abb. 45).

---

1) Um die Herkunft der Kieselgesteine endgültig zu klären, fehlt zum einen ein stratigraphisch in diese Zeit reichender Kern vom Barents-Kontinentalfuß und vom Barents-Schelf südlich der Gebiete mit anstehenden Kieselgesteinen, zum anderen ist die stratigraphische Auflösung der Kerne vom Nansen-Gakkel Rücken durch die dort geringe Sedimentationsrate begrenzt.



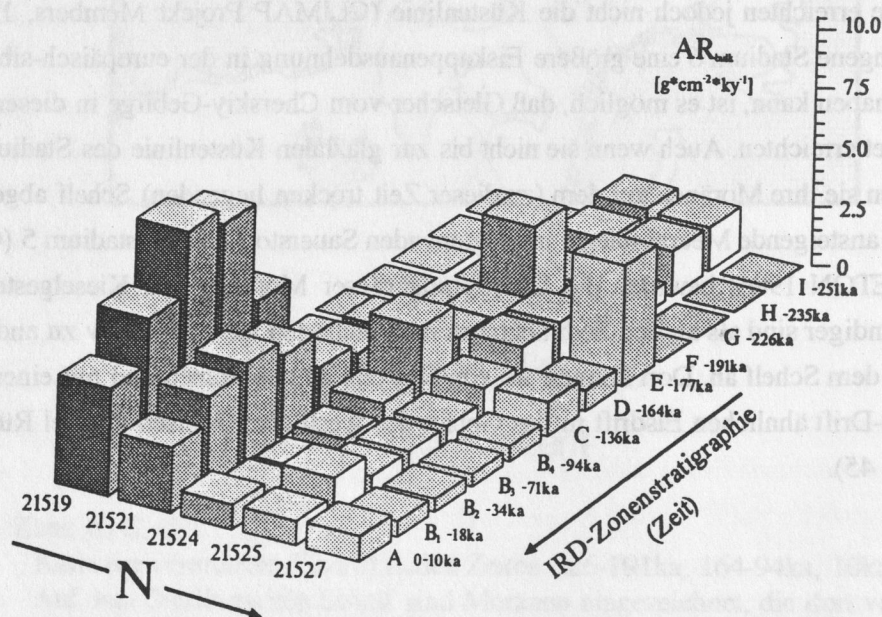
Niedrige Sedimentationsraten von nur wenigen mm/ky, wie sie für Stadium 5 und jüngere Sedimente beobachtet wurden, werden auch aus dem Kanadischen Becken des Arktischen Ozeans beschrieben (WORSLEY & HERMAN 1980). Sie deuten somit auf paläoozeanographisch ähnliche Situationen: Der Einfluß der breiten Schelfe im östlichen Arktischen Ozean scheint sich in diesem Zeitraum nicht auf die Sedimentationsrate auszuwirken.

### 6.3.6. 94-10ka, IRD-Zone B

In diesem Abschnitt wird aufgrund folgender Überlegungen ein Zeitraumes von 84.000 Jahren zusammengefaßt:

Die Gemeinsamkeit dieses Intervalls besteht in den mehrmaligen Wechseln zwischen Zonen, die durch hohe Gehalte an klastischen Sedimentgesteinen charakterisiert sind, und solchen, die eine große relative Häufigkeit an Kristallingesteinen aufweisen (siehe Kapitel 3.). In diesem Zeitraum erreichen Kohlefragmente nur noch selten höhere Werte und stellen keine charakteristische Komponente dar.

Zwischen den paläo-ozeanographischen Verhältnissen im Nansen-Becken und den Verhältnissen am Nansen-Gakkel Rücken kann deutlich unterschieden werden.

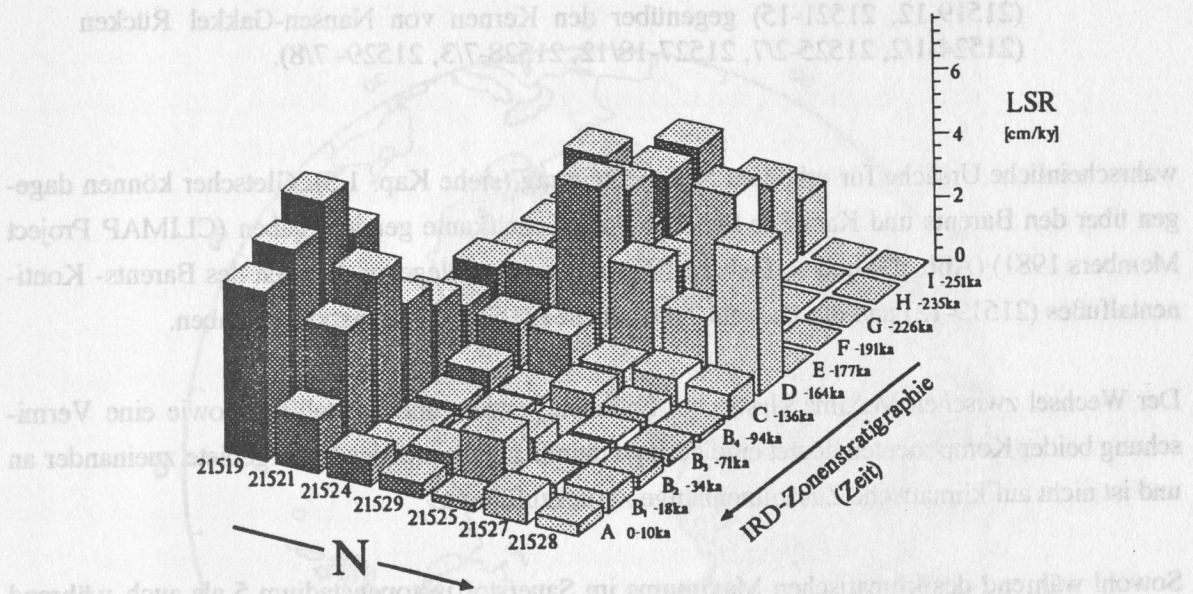


**Abb. 46:** Blockdiagramm zur Gesamtakkumulationsrate in allen bearbeiteten Kernen. Deutlich zeigt sich der Unterschied zwischen der Sedimentation am Barents-Kontinentalrand (21519-12, 21521-15) gegenüber den Kernen von Nansen-Gakkel Rücken (21524-1/2, 21525-2/7, 21527-18/12, 21528-7/3, 21529-7/8).



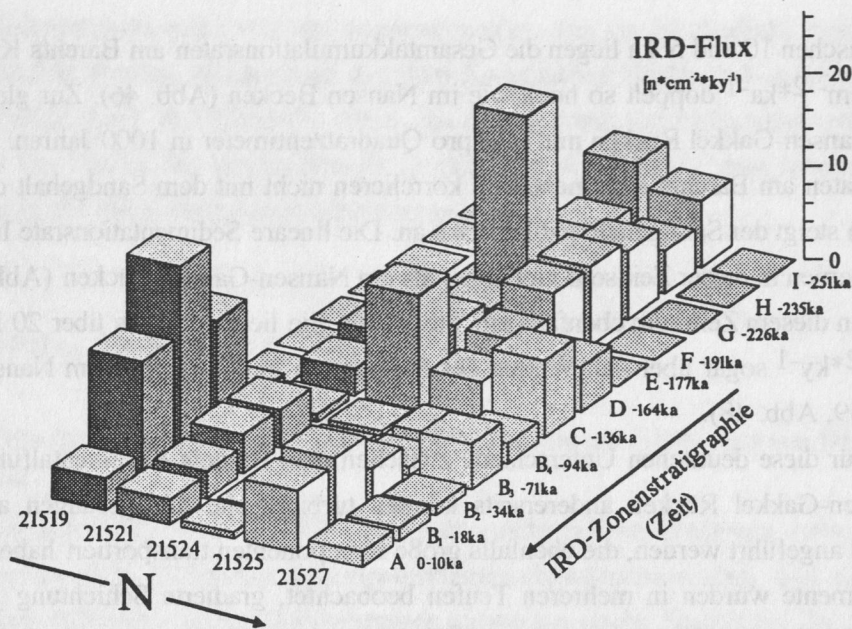
Im Zeitraum zwischen 10 und 50ka liegen die Gesamtakkumulationsraten am Barents Kontinentalfuß mit  $>15\text{ g cm}^{-2}\text{ka}^{-1}$  doppelt so hoch wie im Nansen Becken (Abb. 46). Zur gleichen Zeit beträgt sie am Nansen-Gakkel Rücken nur 1-2g pro Quadratzentimeter in 1000 Jahren. Die hohen Akkumulationsraten am Barents Kontinentalfuß korrelieren nicht mit dem Sandgehalt dieser Proben. Statt dessen steigt der Sandgehalt erst bei 15ka an. Die lineare Sedimentationsrate liegt in beiden südlichen Kernen in dieser Zeit sehr viel höher als am Nansen-Gakkel Rücken (Abb. 47). Der IRD-Flux zeigt in diesem Zeitraum ebenfalls erhöhte Werte. Sie liegen mit bis über 20 IRD-Komponenten  $\text{cm}^{-2}\text{ky}^{-1}$  sogar über den Werten des Stadiums 6 in den Kernen am Nansen-Gakkel Rücken (Abb. 39, Abb. 48).

Als Erklärung für diese deutlichen Unterschiede zwischen dem Barents Kontinentalfuß einerseits und dem Nansen-Gakkel Rücken andererseits können turbiditische Ablagerungen am Barents Kontinentalrand angeführt werden, die ebenfalls große Komponenten transportiert haben. Laminationen der Sedimente wurden in mehreren Teufen beobachtet, gradierte Schichtung jedoch nur zwischen 33 und 44ka (SPIELHAGEN et al. 1990). In den gleichen Bereichen findet sich jedoch auch ein hoher IRD-Flux<sup>803,28</sup>.



**Abb. 47:** Blockdiagramm zur linearen Sedimentationsrate in allen bearbeiteten Kernen. Deutlich zeigt sich der Unterschied zwischen der Sedimentation am Barents-Kontinentalrand (21519-12, 21521-15) gegenüber den Kernen von Nansen-Gakkel Rücken (21524-1/2, 21525-2/7, 21527-18/12, 21528-7/3, 21529-7/8)

Der Meeresspiegelstand war während der Zeiträume des Sauerstoffisotopenstadiums 4 und 3 mit ca. 60m unter dem heutigen Niveau (CHAPPELL & SHACKLETON 1986) zunächst noch recht hoch; im Stadium 2 bei ca. 18ka sank er jedoch auf ca. -130m (CHAPPELL & SKACKLETON 1985). Meereis-Tranport ist nur bei ansteigendem oder mäßig hohem Meeresspiegel eine



**Abb. 48:** Blockdiagramm zum IRD-Flux in allen bearbeiteten Kernen. Deutlich zeigt sich der Unterschied zwischen der Sedimentation am Barents-Kontinentalrand (21519-12, 21521-15) gegenüber den Kernen von Nansen-Gakkel Rücken (21524-1/2, 21525-2/7, 21527-18/12, 21528-7/3, 21529-7/8).

wahrscheinliche Ursache für erhöhten Sedimenteintrag (siehe Kap. 1.5). Gletscher können dagegen über den Barents und Kara-See Schelf bis zur Schelfkante gereicht haben (CLIMAP Project Members 1981) (Abb. 49) und so Eisberg-IRD in den nahegelegenen Bereich des Barents-Kontinentalfußes (21519-12) und der Barents-Tiefseebene (21521-15) transportiert haben.

Der Wechsel zwischen Maxima klastischer Sedimentgesteine und Kristallinite sowie eine Vermischung beider Komponenten deutet eine geringe räumliche Distanz der Liefergebiete zueinander an und ist nicht auf klimatische Zusammenhänge zurückzuführen.

Sowohl während des klimatischen Maximums im Sauerstoffisotopenstadium 5 als auch während des Übergangs von Stadium 3 zu 2 wurden Kristallinite gefunden.

Wie in Kapitel 5 dargestellt ist, erscheint für klastische Sedimentgesteine die Kara See und für Kristallinite die Taymyr-Halbinsel ein wahrscheinliches Liefergebiet zu sein. Entsprechend dieser Modellvorstellung drehte die Driftrichtung von ost-südöstlichen Richtungen bei 71-61ka und 34-18ka (Kristallingesteine) auf südöstliche Richtungen zwischen 61-34ka und 18-10ka (klastische Sedimentgesteine).

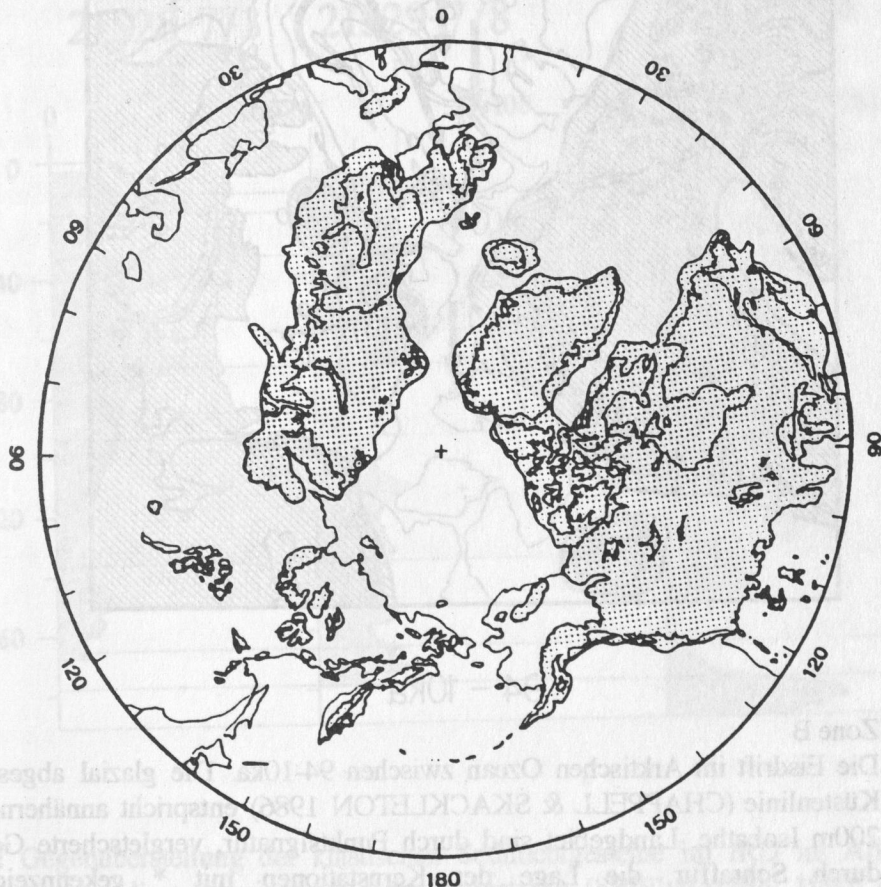
WOLLENBURG & PFIRMAN (1989) nehmen zwischen 18 und 15ka bei einem Meeresspiegelanstieg von 50m einen starken Sandeintrag durch Meereis von den sibirischen Schelfen an. Für



Meereisbildung in diesem Zeitraum sprechen auch Ergebnisse der  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen nach KÖHLER (mdl. Mitt.).

Im Arktischen Ozean steigen die Sandgehalte an der Sauerstoffisotopenstadiengrenze 2/1 von 2% auf ca. 7 Gewichts-%. Verwendet man ein Alter von 14 ka für diese Grenze, wie es von BARD et al. (1989) vorgeschlagen wird, so fällt dieser Anstieg in den von WOLLENBURG & PFIRMAN (1989) postulierten Bereich. Nach der hier verwendeten Datierung der Sauerstoffisotopenstadiengrenzen von IMBRIE (1984) nimmt der Sandgehalt erst bei 12ka zu. Dieses Phänomen scheint - unabhängig von der Zeit - der Idee von PFIRMAN & WOLLENBURG (1989) zu entsprechen: Als der Meeresspiegel über den Schelfrand stieg, erhielt das Meereis eine große Fläche, von der aus Material inkorporiert werden konnte.

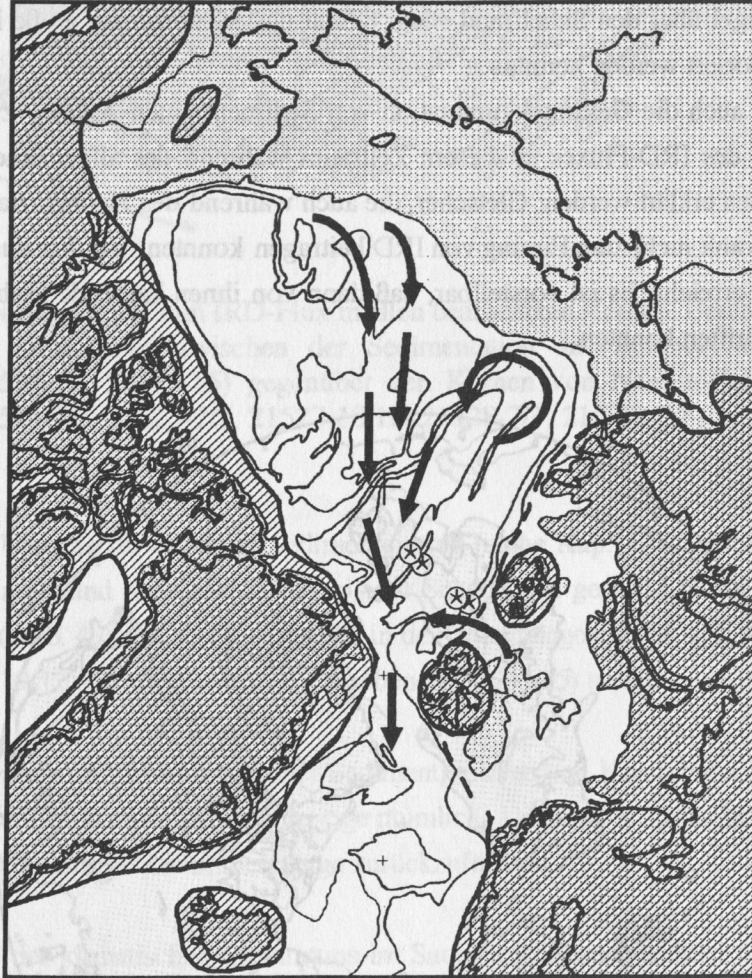
Entsprechend zeigt auch die Gesamttakkumulation von Sediment einen Anstieg zwischen 10 und 20ka. Der Anstieg des IRD-Fluxes in diesem Zeitraum während des allgemeinen Eisrückgangs kann folgendermaßen erklärt werden: Gletscher, die auch während des Hochglazials nicht die Küste erreichten und somit nicht zum Eintrag von IRD beitragen konnten, wurden durch den steigenden Meeresspiegel erreicht. Es ist vorstellbar, daß dann von ihnen kalbende Eisberge nun in den Arktischen Ozean driften konnten.



**Abb. 49:** Weichselzeitliche Eiskappenausdehnung auf der nördlichen Halbkugel (CLIMAP Project Members 1981).



Betrachtet man vergleichend die Framstraße, zeigt sich ein deutlicher Unterschied zwischen Sedimentkernen, die im Bereich des Ostgrönlandstromes liegen und einen Zustrom durch Eisberge von Gletschern der Amerikanischen Küsten erhalten (SPIELHAGEN 1991), zu solchen der zentralen und östlichen Framstraße, wo der Einfluß des mit der transporlar Drift transportierten Eises zum Tragen kommt. Besonders am östlichen Rand der Framstraße weist SPIELHAGEN (1991) einen Einfluß von IRD aus Spitzbergen anhand klastischer Sedimentgesteine nach.



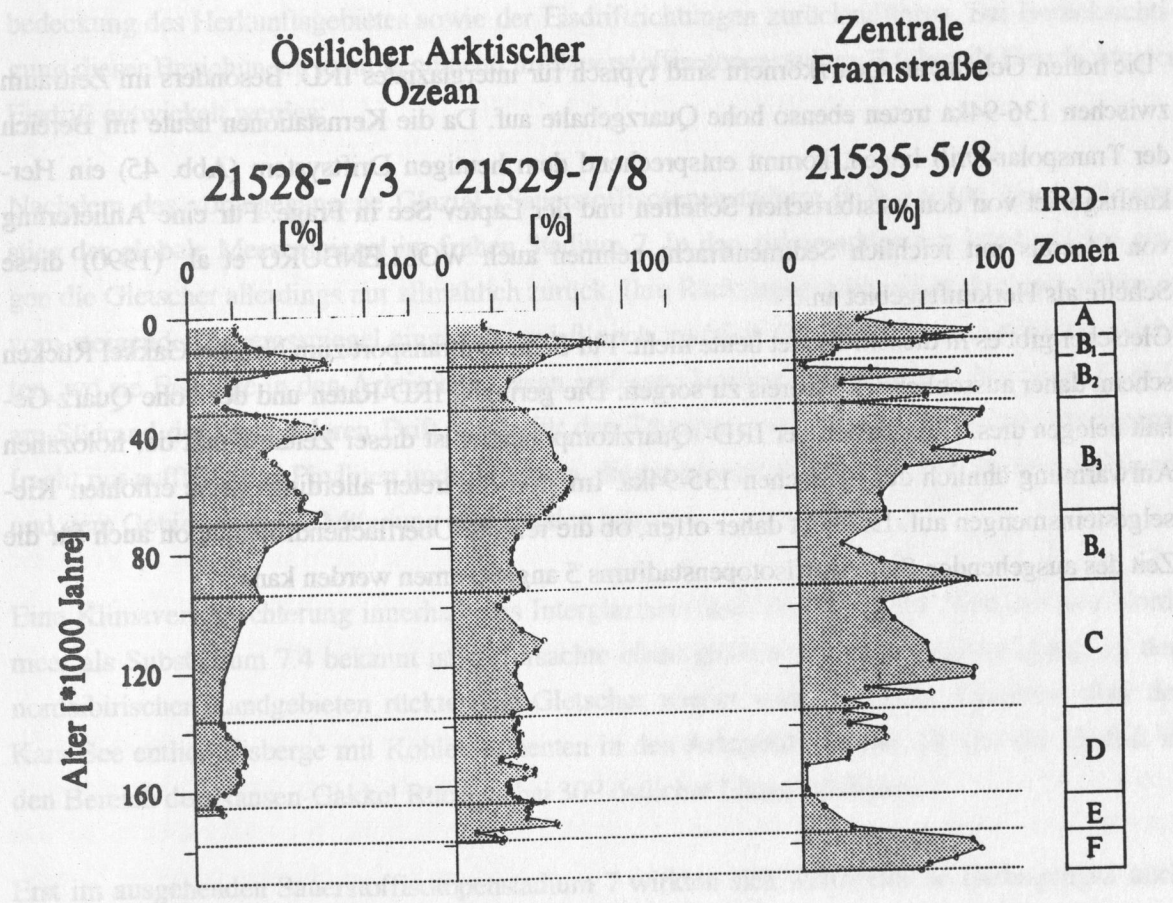
94 – 10ka

**Abb. 50:** Zone B

Die Eisdrift im Arktischen Ozean zwischen 94-10ka. Die glazial abgesenkte Küstenlinie (CHAPPELL & SKACKLETON 1986) entspricht annähernd der 200m Isobathe. Landgebiet sind durch Punktsignatur, vergletscherte Gebiete durch Schraffur, die Lage der Kernstationen mit \* gekennzeichnet. (Ausdehnung der weichselzeitlichen Eiskappen nach CLIMAP Projekt members 1981, in der Barents See nur gestrichelt, da Unsicherheiten bestehen.)

7. Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten Kaltzeit (IRD-Zone A-F)

Zu Zeiten hohen Eintrags klastischer IRD-Komponenten in die Sedimentkerne des östlichen Arktischen Ozeans (zur wahrscheinlichen Driftsituation siehe Abb. 50) muß demnach in der Framstraße in den Bereichen, deren Eis durch die Transpolardrift gespeist wird, eine Mischung des IRD aus Spitzbergen mit Material aus der Kara See erfolgen, soweit die Framstraße nicht eisfrei war. Dies belegt eine vergleichende Darstellung der Häufigkeitsverteilung klastischer Sedimentgesteine zweier Kerne aus dem östlichen Arktischen Ozean und eines aus der Framstraße: In IRD-Zone B3 sind in beiden Gebieten klastische Sedimentgesteine auffallend häufig (Abb. 51) und scheinen somit aus dem gleichen Herkunftsgebiet zu stammen. Das Maximum der klastischen Sedimentgesteine in der IRD-Zone C in der Framstraße ist dagegen eher auf ein anderes Herkunftsgebiet (z.B. Spitzbergen) zurückzuführen.



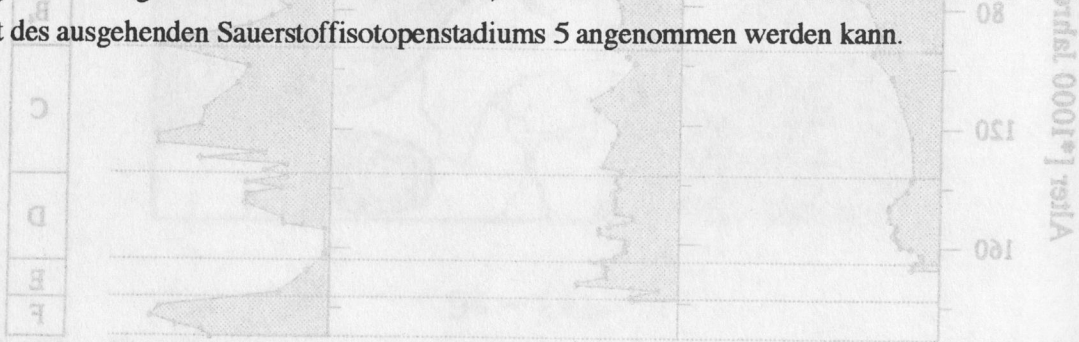
**Abb. 51:** Gegenüberstellung der klastischen Sedimentgesteine im IRD im Arktischen Ozean (diese Arbeit) und in der Framstraße (SPIELHAGEN 1990) in ihrer zeitlichen Verteilung.



In den obersten Sedimentschichten der untersuchten Kerne ist sowohl die Gesamtakkumulation als auch der IRD-Flux  $>500\mu\text{m}$  sehr gering. Nachdem sich die Gletscher, die im jüngeren Stadium 2 noch einmal den Schelf erreicht hatten, bis auf die heutige Ausdehnung zurückgezogen hatten, blieben zur Inkorporation von Sediment in Meereis nur noch die wenigen heute noch von Eurasien in den Arktischen Ozean mündenden Gletscher übrig. Mit dem Anstieg des Meeresspiegels auf das heutige Niveau nahm die Fläche flacher Schelfe zur Inkorporation von Meereis-IRD wieder ab: Nur von Gebieten, die heute flacher als ca. 30m sind, werden größere Mengen an Komponenten in Meereis inkorporiert (WOLLENBURG et al. 1990). Die Beobachtung, daß in rezentem Meereis fast ausschließlich Silt- und Tonkomponenten auftreten (PFIRMAN et al. 1989a), stimmt gut mit der Zusammensetzung der oberflächennahen Sedimente überein: IRD weist einen Flux von nur wenigen Komponenten auf.

Die hohen Gehalte an Quarzkörnern sind typisch für interglaziales IRD. Besonders im Zeitraum zwischen 136-94ka treten ebenso hohe Quarzgehalte auf. Da die Kernstationen heute im Bereich der Transpolar-Drift liegen, kommt entsprechend dem heutigen Driftsystem (Abb. 45) ein Herkunftsgebiet von den ostsibirischen Schelfen und der Laptev See in Frage. Für eine Anlieferung von Meereis mit reichlich Sedimentfracht nehmen auch WOLLENBURG et al. (1990) diese Schelfe als Herkunftsgebiet an.

Gletscher gibt es in diesem Gebiet heute nicht. Für Sedimenttransport zum Nansen-Gakkel Rücken scheint daher ausschließlich Meereis zu sorgen. Die geringen IRD-Raten und der hohe Quarz-Gehalt belegen dies. Hinsichtlich der IRD- Quarzkomponenten ist dieser Zeitabschnitt der holozänen Aufwärmung ähnlich dem zwischen 135-94ka. Im Holozän treten allerdings keine erhöhten Kieselgesteinsmengen auf. Es bleibt daher offen, ob die rezente Oberflächendriftsituation auch für die Zeit des ausgehenden Sauerstoffisotopenstadiums 5 angenommen werden kann.





## 7. Die Eisdrift im Arktischen Ozean während der letzten 250.000 Jahre

Die pleistozänen Klimaschwankungen drücken sich im Gebiet des Arktischen Ozeans durch die Wechselwirkung von Meeresspiegelschwankungen, Eiskappenausdehnung und Eisdriftänderungen aus. Die Untersuchung von Sedimentkernen aus dem östlichen Arktischen Ozean zeigten deutliche Unterschiede in der Akkumulationsrate des Gesamtsediments und dem IRD-Flux. Die bis zu 3mal höheren Werte zwischen 250-136ka können auf eine größere Eiskappenausdehnung sowie den Eintrag von Schlammklasten ("mudclasts") zurückgeführt werden. Im Nansen Becken sind hohe Sedimentakkumulationen z.T. auf kurzzeitige Ablagerungsvorgänge zurückzuführen.

In der qualitativen Zusammensetzung des IRD (500-2000 $\mu$ m) zeigte sich eine deutliche Zonierung: Bestimmte Komponentenkompositionen bilden in gleichen Zeitintervallen in verschiedenen Kernen Maxima ihrer relativen Häufigkeit. Sie sind auf Veränderungen des Meeresspiegelstandes, der Eisbedeckung des Herkunftsgebietes sowie der Eisdriftrichtungen zurückzuführen. Bei Berücksichtigung dieser Beziehungen kann beginnend im Sauerstoffisotopenstadium 7 folgende Geschichte der Eisdrift entwickelt werden:

Nachdem das vorangegangene Glazial (Sauerstoffisotopenstadium 8 ?) zuende gegangen war, stieg der globale Meeresspiegel im frühen Stadium 7. In den zirkumarktischen Landgebieten gingen die Gletscher allerdings nur allmählich zurück. Ihre Rückzugsgeschwindigkeit wurde teilweise vom steigenden Meeresspiegel eingeholt, sodaß noch reichlich Gletscher die Küstenlinie erreichten, wo sie Eisberge in den Arktischen Ozean entlassen konnten. Eine regional begrenzte Eisdrift am Südrand der Transpolaren Drift sorgte für den Transport von Eisbergen mit einer Sedimentfracht mit auffällig viel Phylliten und Marmoren, die ursprünglich zwischen der Taymyr-Halbinsel und dem Gebiet der Lena-Mündung angestanden hatten.

Eine Klimaverschlechterung innerhalb des Interglazials (Stadium 7), die im Europäischen Nordmeer als Substadium 7.4 bekannt ist, verursachte einen globalen Meeresspiegelrückgang. In den nordsibirischen Landgebieten rückten die Gletscher wieder weiter vor. Der Gletscher über der Kara See entließ Eisberge mit Kohlefragmenten in den Arktischen Ozean, die mit der Eisdrift in den Bereich des Nansen-Gakkel Rückens bei 30° östlicher Länge gelangten.

Erst im ausgehenden Sauerstoffisotopenstadium 7 wirkten sich warmzeitliche Bedingungen auch im östlichen Arktischen Ozean aus. Die Menge des Eisberg-transportierten Materials ging zurück, der Meereis-IRD-Eintrag nahm zu. Kieselgesteine von den ostsibirischen Schelfen, die möglicherweise in Moränen des Substadiums 7.4 dort abgelagert worden sind, könnten von Meereis aufgenommen und mit der Transpolar-Drift quer über den Arktischen Ozean transportiert worden sein.

Von den ostsibirischen Schelfen konnten Kieselgesteine, die mit Moränen des Substadiums 7.4 dort abgelagert worden sein können, durch Meereis mit der Transpolaren Drift quer über den Arktischen Ozean transportiert worden sein.

Die vorrückenden Gletscher zu Beginn des folgenden Glazials (Sauerstoffisotopenstadium 6) glitten über die Schelfe des Stadiums 7, auf denen vorher im Stadium 7 große Mengen interglazialer Schelfsedimente abgelagert worden waren. Diese Sedimente wurden in die Gletscher eingearbeitet und durch Auflast und Innenbewegung zerflastert und überkonsolidiert. Dadurch erhielten sie Form und Konsistenz, um als Schlammklasten (mudclasts) zu sedimentieren. IRD-Kohlefragmente deuten in dieser Zeit auf eine Eisdrift aus dem Gebiet der Kara-See, von wo demnach auch die Schlammklasten zu stammen scheinen.

Die kohleführenden IRD-Ablagerungen des Sauerstoffisotopenstadiums 6 wurden nur während des im Europäischen Nordmeer als Substadium 6.5 bekannten Zeitintervalls von einer Phase insgesamt geringeren Sedimenteintrags mit relativ hohen Gehalten an Phylliten unterbrochen. Bei einem leicht ansteigenden Meeresspiegel können die Moränen der Laptev-See mit Gletschern aus dem Hinterland erreicht worden sein, von denen Phyllite wie im beginnenden Stadium 7 in das Gebiet des westlichen Nansen-Gakkel Rückens transportiert wurden.

Zu Beginn des Sauerstoffisotopenstadiums 5 kann eine "Abschmelzphase" durch erhöhte Mengen an Eisbergen anhand eines Maximums im IRD-Flux nachgewiesen werden. Der ansteigende Meeresspiegel mit höheren Temperaturen der Atmosphäre bewirkte zum einen, daß mehr Gletscher vom Meer erreicht wurden und daß die Gletscher schneller abglitten.

Im Sauerstoffisotopenstadium 5 herrschten ähnliche Bedingungen wie am Ende des Stadiums 7: Bei erhöhtem Meeresspiegel und zunächst noch weitflächiger Eiskappenausdehnung nahm die Menge des Meereises im Vergleich zu den Eisbergen im Arktischen Ozean allmählich zu. Vor allem im Gebiet der ostsibirischen Schelfe wurde Moränenmaterial durch Meereis mit der Transpolaren Drift über den östlichen Arktischen Ozean in Richtung Framstraße transportiert.

Das letzte Glazial zeigte am Nansen-Gakkel Rücken eine erheblich niedrigere Sedimentakkumulation als in allen vorangegangenen Zeiten seit 250ka, die vermutlich auf eine sehr viel kleinere Ausdehnung der Eiskappen als während des Sauerstoffisotopenstadiums 6 zurückzuführen ist. Die Zusammensetzung des IRD ist ebenfalls anders als in Stadium 6: Die charakteristischen Komponentengruppen (klastische Sedimentgesteine und Kristallinite) sind dabei nicht an klimatische Veränderungen gebunden und deuten nicht auf Änderungen in der Eisdriftichtung. Größere Kristallinit-Gehalte im Barentskontinentalfuß und der Barents-Tiefseebene deuten auf einen regionalen Eintrag durch Eisberge von Spitzbergen- Gletschern, wie sie auch in der Framstraße angenommen werden.



Der Beginn des Holozäns führte zu einer starken Zunahme des Meereises gegenüber Eisbergen. Da das Cherskiy-Gebirge im letzten Glazial nur sehr gering vergletschert war, konnten keine Moränen Kieselgesteine auf dem Schelf ablagern, die durch Meereis aufgenommen werden konnten. So gelangen durch die Transpolar- Drift vor allem Quarzkörner mit Meereis in das Gebiet der Kernstationen. Bei einer insgesamt niedrigen Sedimentakkumulation stieg der Sandgehalt aller Proben im beginnenden Holozän durch das Überfluten der breiten und flachen ostsibirischen Schelfe und die damit verbundene hohe Kontaminierung des Meereises mit Sediment.

Insgesamt zeigte sich, daß die Eisdrift im Arktischen Ozean zum großen Teil durch die Meeresspiegelschwankungen beeinflusst wird, die sich bei den flachen und breiten Schelfen des Eurasischen Kontinentalrandes besonders stark auswirken. Auch bei relativ geringen Meeresspiegelschwankungen veränderte sich die Lage der Küstenlinie großräumig. Randliche Verwirbelungen der Eisdrift verlagerten sich entsprechend der veränderten Küstenlinie und führten so während der letzten 250.000 Jahre Material unterschiedlicher Herkunft in das Gebiet des offenbar konstant existierenden Transpolar-Driftsystems, mit dem das IRD in das Gebiet des östlichen Arktischen Ozeans bei 30° östlicher Länge gelangte, bevor es durch die Framstraße den Arktischen Ozean verließ. Verschiedene Parameter, wie z.B. der hohe IRD- Flux belegen eine weit größere Vergletscherung im Sauerstoffisotopenstadium 6 als im Weichel-Glazial. Ein Maximum im IRD-Flux zu Beginn des Stadiums 5 wird auf extrem hohe Abschmelzvorgänge zu dieser Zeit zurückgeführt. Ähnliche Vorgänge können an der Wende des letzten Glazials zum rezenten Interglazial **nicht** nachgewiesen werden.

BIRKENMAIER, K. (1981): The Geology of the Arctic and Subarctic Regions. In: Arctic and Subarctic Geology, ed. by K. Birkenmaier, pp. 1-100. Springer-Verlag, Berlin.

BOHRMANN, H. (1991): Radiocarbonstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. Berichte zur Polarforschung 93, Bremerhaven.

BISCHOF, J., KOCH, J., KUBISCH, M., SPIELHAGEN, K. (1991): Ice-Rafted Debris in the Sea Surface Ice Drift Reconstructions. Ice-Rafted Debris in the Sea Surface Ice Drift Reconstructions. In: Glacimarine Environmental Processes & Sediments (ed. by J.D. Scourse), Geol. Soc. Spec. Publ., London, 53, 275-291.

BOHRMANN, H. (1991): Radiocarbonstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des östlichen Arktischen Ozeans. Berichte zur Polarforschung 93, Bremerhaven.

BÖTT, M.H.P., SAXOV, S., TALWANI, M. & THIEDE, J. (Hrsg.) (1983): Structure and Development of the Greenland-Scotland Ridge. Plenum Press, New York, 585 S.



## Dank

An erster Stelle danke ich Herrn Prof. Dr J. Thiede für die Vergabe der Arbeit, Unterstützung und Beratung besonders beim Erstellen der Endfassung.

Allen Kolleginnen und Kollegen am Geologisch-Paläontologischen Institut und Museum, am GEOMAR und am Mineralogischen Institut in Kiel sei herzlich gedankt, besonders aber Sabine Köhler und Uwe Pagels für die vielen aufschlußreichen Diskussionen zur Stratigraphie, Thomas Wolf, Ingo Wollenburg, Jens Matthießen und Robert Spielhagen für viele wichtige Hinweise beim Erstellen der Arbeit, Andrea Thieß für die geduldige Unterscheidung von agglutinierenden Foraminiferen und Sedimentaggregaten, Rainer Botz für die Hinweise zu den Mini-Manganknollen, Dr. Richter für die Identifikation der Basalt-Bruchstücke vom Nansen-Gakkel Rücken und "Charli" Braun für das Bereitstellen "seines" Laser-Druckers.

Allen Mitbewohnern des Bungalow im GEOMAR möchte ich herzlich für unermüdliches Korrigieren und Aufmunterungen vieler Art danken; vor allem ohne Henning Bauch, Ulli Struck und Stefan Nees hätte ein wesentlicher Teil der konstruktiven Arbeitsatmosphäre gefehlt.

Für die Bereitstellung von FS Polarstern für die Ark IV/3- Expedition, auf der die Sedimentkerne, die das Material für diese Arbeit geliefert haben, gewonnen wurden, möchte ich dem Alfred-Wegener Institut für Polar-und Meeresforschung danken, sowie allen, die zur Gewinnung und Beprobung der Sedimentkerne und zur Probenaufbereitung beigetragen haben. Dabei sollen besonders Britta Pörksen, Michael Ruff und Sigrid Körsgen dankend erwähnt werden. Wilma Rheder gilt mein Dank für ihre Sorgfalt und Geduld beim Photographieren ebenso wie Ortrud Runze, die mich besonders in der letzten Phase der Arbeit durch ihre freundliche Teilnahme und Organisation unterstützte. Herrn Reimann danke ich für die Möglichkeit und Durchführung von REM-Aufnahmen am Geologisch-Paläontologischen Institut Kiel.

Dem Bundesministerium für Forschung und Technik und GEOMAR danke ich für die finanzielle Unterstützung.

Meinen FreundInnen Ursula Jakobi und Werner Herwig danke ich für viele wichtige Korrekturen sowie allen anderen Freunden für ihre freundliche Unterstützung und Nachsicht. Meinem Freund Till Popp, der mir in allen Bereichen dieser Arbeit und besonders beim Erstellen der Abbildungen immer geduldig zur Seite stand, danke ich besonders herzlich.

## Literatur

- AAGARD, K. (1989): A Synthesis of the Arctic Ocean Circulation.- Rapp. P.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer, 188: 11-22.
- AAGARD, K. & CARMACK, E.C. (1989): The Role of Sea Ice and other Fresh Water in the Arctic Circulation.-J. Geophys. Res., 94 (C10), 14485-14498.
- AAGARD, K., COACHMAN, L.K. & CARMACK, E.C. (1981): On the Halocline of the Arctic Ocean.-Deep-Sea Res., 28: 529-545.
- AAGARD, K., SWIFT, J.H. & CARMACK, E.C. (1985): Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Sea.-J. Geophys. Res., 90 (C3): 4833-4846.
- ANDERSEN, B. (1981): Late Weichselian Ice Sheets in Eurasia and Greenland.-In: The Last Great Ice Sheets (DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. Hrsg.), Wiley & Sons, New York, 1-65.
- ANDREW, J.A. & KRAVITZ, J.H. (1974): Sediment distribution in deep areas of the northern Kara Sea.-In: Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas (HERMAN, Y. (Hrsg.)), Springer, New York, 231-256.
- BARD, E., FAIRBANKS, R., ARNOLD, M., MAURICE, P., DUPRAT, J., MOYES, J. & DUPLESSY, J.-C. (1989): Sea-level estimates during the last deglaciation based on  $\delta^{18}\text{O}$  and Accelerator Mass Spectrometry  $^{14}\text{C}$  Ages measured in *Globigerina bulloides*.-Quart. Res., 31: 381-391.
- BARNES, P.W., REIMNITZ, E. & FOX, D. (1982): Ice Rafting of fine grained Sediment, a sorting and transportation mechanism, Beaufort Sea, Alaska.-J. Sed. Petr., 52, 493-502.
- BAUMANN, M. (1990). Coccoliths in Sediments of the Eastern Arctic Basin.-In: Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic (BLEIL, U. & THIEDE, J., Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 437-445.
- BIRKENMAJER, K. (1981): The Geology of Svalbard, the Western Part of the Barents Sea, and the Continental Margin of Scandinavia.-In: The Ocean Basins and Margins, 5: The Arctic Ocean (NAIRN, A.E.M., CHURKIN, M. Jr. & STEHLI, F.G., Hrsg.), Plenum Press, New York & London, 265-329.
- BISCHOF, J. (1990): Dropstones in the Norwegian-Greenland Sea, Indications of a Late Quarternary Circulation Pattern?.-In: Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic (BLEIL, U. & THIEDE, J., Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 499-518.
- BISCHOF, J., KOCH, J., KUBISCH, M., SPIELHAGEN, R. F. & THIEDE, J. (1990): Nordic Seas Surface Ice Drift Reconstructions, Ice Rafted Coal Fragments During Oxygen Isotope Stage 6.-In: Glacimarine Environments: Processes & Sediments (DOWDESWELL, J.A. & SCOURSE, J.D., Hrsg.), Geol. Soc. Spec. Publ., London, 53: 275-291.
- BOHRMANN, H. (1991): Radioisotopenstratigraphie, Sedimentologie und Geochemie jungquartärer Sedimente des Östlichen Arktischen Ozeans.-Berichte zur Polarforschung, 95, Bremerhaven.
- BOTT, M.H.P., SAXOV, S., TALWANI, M. & THIEDE, J. (Hrsg.) (1983): Structure and Development of the Greenland Scotland Ridge.-Plenum Press, New York, 685 S.



- BOTZ, R., EISENHAUER, A., MANGINI, A., SPIELHAGEN, R. & THIEDE, J. (1990, unveröffentlicht): Zwischenbericht, Projekt: Rapiden Klimawechseln auf der Spur: Paläo-Ozeanographie und Paläoklimatologie der eisbedeckten Arktis während der letzten 400.000 Jahre, 29 S.
- CHAPPELL, J. & SHACKLETON, N.J. (1986): Oxygen Isotopes and Sea Level.-*Nature* 324: 137-140.
- CHURKIN, M. Jr. & TREXLER, J.H. Jr. (1981): Continental Plates Accreted Oceanic Terranes in the Arctic.-In: *The Ocean Basins and Margins, 5: The Arctic Ocean* (NAIRN, A.E.M., CHURKIN, M. Jr. & STEHLI, F.G., Hrsg.), Plenum Press, New York & London, 1-20.
- CHURKIN, M. Jr., SOLEIMANI, G., CARTER, C. & ROBINSON, R. (1981): Geology of the Soviet Arctic: Kola Peninsula to Lena River.-In: *The Ocean Basins and Margins, 5: The Arctic Ocean* (NAIRN, A.E.M., CHURKIN, M. Jr. & STEHLI, F.G., Hrsg.), Plenum Press, New York, 331-375.
- CLARK, D.L. & HANSON, A. (1983): Central Arctic Ocean Sediment Texture: A Key to Ice Transport Mechanism.-In: *Glacial-Marine Sedimentation* (MOLNIA, B.F. Hrsg.), Plenum Press, New York, 301- 330.
- CLIMAP Project Members (1981): Maps of Northern and southern Hemisphere Continental Ice, Sea Ice, and Sea Surface Temperatures in August for the modern and the last glacial maximum.-*Gelog. Soc. Map and Chart Series*, MC-36, maps 7A and 7B.
- COLONY, R. & THORNDIKE, A.S. (1985): An Estimate of the Mean Field of Arctic Sea Ice Motion.-*J. Geophys. Res.*, C6 89: 10623- 10629.
- CRARY, A.P. (1958): Arctic Ice Island and Ice Shelf Studies.- *Arctic*, 11 (1): 3-42.
- CUTBILL, J.L. & CHALLINOR, A. (1965): Revision of the stratigraphical scheme for the Carboniferous and the Permian of Spitsbergen and Björnöya.-*Geol. Mag.*, 102 (5): 418-439.
- DARBY, D.A., NAIDU, A.S., MOWATT, T.C. & JONES, G. (1989): Sediment Composition and Sedimentary Processes in the Arctic Ocean.-In: HERMAN, Y. (Hrsg.): *The Arctic Seas, Climatology, Oceanography, Geology, and Biology*, Van Nostrand Reinhold Company, New York, 657-727.
- DIBNER, V.D. & KRYLOVA, N.M. (1965): Stratigraphic Position and Material composition of Coal Measures in Franz Josef Land: *IGR*, 7 (6): 1030-1038.
- DIBNER, V.D., BASOV, V.A., GERKE, A.A., SOLOVYEVA, M.F., SISOPATROVA, G.P. & SHULGINA, N.I. (1970): The Age of the Pre- Quarternary Deposits on the Bottom of the Barents Sea.- *Oceanology*, 10 (4): 520-529.
- DICKSON, R.R. & BLINDHEIM, J.(1984): On the Abnormal Hydrographic Conditions in the Europe Arctic During the 1970's.- *Rapp. P.-v-Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*-185: 201-213.
- DOWDESWELL, J.A. & DOWDESWELL, E.K. (1989): Debris in Icebergs and Rates of Glaci-Marine Sedimentation: Observations from Spitsbergen and a Simple Model.-*J. Geol.*, 97: 221-231.
- DREWRY, D. (1986): *Glacial Geologic Processes*.-Arnold, London, 276 S.
- EHRMANN, W. & THIEDE, J. (1985): History of Mesozoic and Cenozoic Fluxes to the North Atlantic Ocean.-*Contributions to Sedimentology*, 15: 109 S.
- EISENHAUER, A. (in Vorb.): High Resolution Be<sup>10</sup> stratigraphy of Arctic Sediment Cores.-Paul



- Scherrer-Institut, Extended Abstract, Progress Rep. 1990 (H.W. GÄGgeler Hrsg.), Villigen, Schweiz.
- ELVERHÖI, A. & HENRICH, R. (im Druck): Ancient Glacial-marine Sediments.-In: Sediments and Landforms of Past Glacial Environments, MENZIES, A., Hrsg.), Pergamon Press.
- ELVERHÖI, A. & LAURITZEN, Ö. (1984): Bedrock Geology of the Northern Barents Sea (west of 35°E) as Inferred from the Overlying Quarternary Deposits.-Norsk Polarinstitutt Skrifter, 180, 16 S.
- ELVERHÖI, A. & SOLHEIM, A. (1987): Shallow Geology and Geophysics of the Barents Sea.-Norsk Polarinst. Rapportserie, 37: 52 S.
- ELVERHÖI, A., ANTONSEN, P., FLOOD, S.B., SOLHEIM, A., VULLSTAD, A.A. (1988): The Physical Environment, Western Barents Sea, Shallow Bedrock Geology.-Norsk Polarinstitutt Skrifter, 179 D, 32 S.
- ELVERHÖI, A., NYLAND-BERG, M., RUSSWURM, L. & SOLHEIM, A. (1990): Late Weichselian Ice Recession in the Central Barents Sea.-In: Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic (BLEIL, U. & THIEDE, J., Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 289-307.
- FLINT, R.F. (1971): Glacial and Quarternary geology.-Wiley and Sons, New York, 892 S.
- GARD, G. (1989): Quarternary Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Eastern Arctic Ocean.-In: The Arctic Seas (HERMAN, Y., Hrsg.), Climat., Ocean., Biol. & Geol., Van Nostrand Reinhold, New York, 445-459.
- GILBERT, R. (1990): Rafting in Glacimarine Environments.-In: Glacimarine Environments: Processes & Sediments (DOWDESWELL, J.A. & SCOURSE, J.D., Hrsg.), Geol. Soc. Spec. Publ., London, 53: 105-120.
- GOLDSCHMIDT, P., PFIRMAN, S., WOLLENBURG, I. & HENRICH, R. (im Druck): Origin of Mudclasts from the Arctic Seafloor.-Deep-Sea Res. Spec. Publ.
- GORDIENKO, P.A. & LAKTONOV, A.F. (1969): Circulation and Physics of the Arctic Basin Waters.-In: Annals of the International Geophysical Year, XLVI Oceanography, Pergamon Press, New York, 94-112.
- GROSSWALD, M.G. (1980): Late Weichselian Ice Sheet of Northern Eurasia.-Quarternary Res., 13: 1-32.
- GROSSWALD, M.G. (1988): An Antarctic Style Ice Sheet in the Northern Hemisphere: Toward a new global Glacial Theory.- Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy, 63, Copyright 1988 by Winston & Sons Inc., 3-25.
- HARLAND, W.B., PICKTON, G.A.G., WRIGHT, N.J.R., CROXTON, C.A., SMITH, D.G., CUTBILL, J.L. & HANDERSON, W.G. (1976): Some Coal Bearing Strata in Svalbard, Norsk Polarinstitutt Skrifter, 164: 89 S.
- HENRICH, R., KASSENS, H., VOGELSANG, E. & THIEDE, J. (1989): The Sedimentary Facies Record of the Glacial-Interglacial Cycles in the Norwegian Sea During the last 350ka.- Marine Geol. 86 (4): 282-319.
- HJELLE, A. & LAURITZEN, O. (1982): Geological map of Svalbard; 1:500.000, Sheet 3G, Spitzbergen, northern part.-Norsk Polarinstitutt, Oslo, Norway.
- HOPKINS, D.M. (Hrsg.) (1967): The Bering Land Bridge.-Stanford University Press,

Stanford, California, 492 S.

- HOPPE, G., BJÖRN-RASMUSSEN, S. & ROLAND, M.W. (Hrsg.) (1987): Expedition YMER-80; A Field Report.-Polar. Res. Comm., R. Swed. Acad. Sci., Stockholm, 211 S.
- HUGGETT, Q. J. & KIDD, R.B. (1984): Identification of Ice-Rafted and other Exotic Material in Deep-Sea Dredge Hauls.-Geo-Marine Letters, 3: 23-29.
- HUNKINS, K.L. (1968): Geomorphic Provinces of the Arctic Ocean.- In: Arctic Drifting Stations (SATER, J.E. (Hrsg.)), Arctic Institute of North America, Washington, D.C., 365-376.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W.L. & SKACKLETON, N.J. (1984): The orbital Theory of Pleistocene Climate: Support from a Revised Chronology of the Marine  $\delta^{18}\text{O}$  Record.-In: Milancovitch and Climate (BERGER, A.L., IMBRIE, J., HAYS, J.D., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (HRSG.)), D. Reidel Publ. Comp. 1: 269- 305.
- JOHANNESSEN, O.M. (1986): Brief Overview of the Physical Oceanography.-In: The Nordic Seas (HURDLE, B.G. Hrsg.), Springer, New York, 103-127.
- JOHNSON, G.L. (1990): Morphology and Plate Tectonics: The Modern Polar Oceans.-In: Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic (BLEIL, U. & THIEDE, J., Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 11-29.
- JOHNSON, G.L. & MILLIGAN, D.B. (1967): Some Geomorphologic Observations in the Kara Sea.-Deep-Sea Res., 14: 19-28.
- KELLOGG, T.B. (1980): Paleoclimatology and Paleo-Oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-Interglacial contrasts.-Boreas, 9: 115-137.
- KEMPEMA, E.W., REIMNITZ, E. & BARNES, P.W. (1989): Sea Ice Sediment Entrainment and Rafting in the Arctic.-J. Sed. Petr., 59 (2): 308-317.
- KEMPEMA, E.W. & REIMNITZ, E. (im Druck): Frazil and Anchor Ice Interactions with Fine-Grained Sediment: Observations from Flume Studies.-J. Geophys. Res.
- KÖHLER, S.E.T. (1991): Spätquartäre paläo-ozeanographische Entwicklung des Nordpolarmeeres und Europäischen Nordmeeres anhand von Sauerstoff-und Kohlenstoffisotopenverhältnissen der planktischen Foraminifere *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.).- Dissertation an der Math.-Nat. Fak. der Universität Kiel.
- KÖHLER, S. & SPIELHAGEN, F. (1990): The Enigma of Oxygen Isotope Stage 5 in Central Fram Strait.-In: Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic (BLEIL, U. & THIEDE, J., Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 489-498.
- KUBISCH, M. (1987, unveröffentlicht): Eistransportiertes Material in zwei Tiefseesedimentkernen aus der Framstraße.-54 S..
- KUBISCH, M. (in Vorb.): Changing Surface Currents in the Arctic Ocean-Evidence from Ice Rafted Detritus.-Proceedings of the Role of the Polar Regions in Global Change, Fairbanks, Alaska.
- KULIKOV, N.N. (1961): Sedimentation in the Kara Sea; Sovremennyye Osadki Morey i Okeanov.-In: Sovremennyye osadki Morey i Okeanov (KRAVITZ, J.H., Hrsg.), übersetzt von SLESSERS, M. (U.S. Naval Oceanographic Office, Washington, D.C. (1967), 437-448.
- LOENG, H. (1987): Ecological features of the Barents Sea.- Proceedings of the 6<sup>th</sup> International



Conference of Comité Arctique: Marine Living Systems of the Far North, Fairbanks, Alaska, 54 S.

- MARKUSSEN, B., ZAHN, R. & THIEDE, J. (1985): Late Quarternary sedimentation in the Eastern Arctic Basin; Stratigraphy and depositional Environment.-Paleogeography, Paleocology, 50: 271-284.
- MCINTYRE, A., RUDDIMAN, W.F. & JANTZEN, R. (1972): Southward Penetration of the North Atlantic Polar Front: Faunal and Floral Evidence of Large-Scale Surface Water Mass Movements over the last 225.000 Years.-Deep-Sea Res., 9: 61-77.
- MIDTTUN, L. (1989): Climatic Fluctuations in the Barents Sea.- Rapp. P.-v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer, 188: 23-35.
- MIENERT, J., MAYER, L., JONES, G.A. & KING, J.W. (1990): Physical and Acoustic Properties of Arctic Ocean Deep-Sea Sediments.-In: Geologic History of the Polar Ocean: Arctic versus Antarctic (BLEIL, U. & THIEDE, J., Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 455-475.
- MOLNIA, B.F. (1972): Pleistocene Ice-Rafting in the North- Atlantic Ocean.-Ph. D. thesis, Columbia, University of South- Carolina, 103 S.
- NANSEN, F. (1897): Farthest North, Being the Record of a Voyage of Exploration of the Ship Fram 1893-1896.-Whitehall Gardens, Westminster, 1: 510 S., 2: 671 S.
- NOWACZYK, N.R. (1990): Hochauflösende Magnetostratigraphie spätquartärer Sedimente arktischer Meeresgebiete.-Diss. am Fachber. Geowiss. der Univ. Bremen, 187 S.
- NOWACZYK, N.R. & BAUMANN, M. (submitt.): Combined High-Resolution Magnetostratigraphy and Nannofossil Biostratigraphy for Late Quarternary Arctic Ocean Sediments.-Deep-Sea Res. Spec. Publ.
- OKULITCH, A.V., LOPATIN, B.G. & JACKSON, H.R. (1989): Circumpolar Geological Map of the Arctic Geological Survey of Canada.-Map 1765A, Scale 1:6.000.000.
- PAGELS, U. (1991): Sedimentologische Untersuchungen und Bestimmung der Karbonatlösung in spätquartären Sedimenten des östlichen Arktischen Ozeans.-GEOMAR Report 10, 106 S., Kiel (zgl. Dissertation an der Math.-Nat. Fak. der Univers. Kiel).
- PARKINSON, C.L. & CAVALIERI, D.J. (1989): Arctic Sea-Ice 1973- 1987: Seasonal, regional, and Interannual Variability.-Journ. Geophys. Res., 94 C10: 14.499-14.523.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1973): Sand and Sandstones.-Berlin, 618 S.
- PFIRMAN, S., GASCARD, J.-C., WOLLENBURG, I., MUDIE, P. & ABELMANN, A. (1989a): Particle-laden Eurasian Arctic Sea-Ice: Observations from July and August 1987, Polar Res., 7: 59-66.
- PFIRMAN, S., WOLLENBURG, I. & THIEDE, J. (1989b): Lithogenic Sediment on Arctic Pack Ice: Potential Aeolian Flux and Contribution to Deep Sea Sediments.-In: Palaeoclimatology and Palaeometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport (LEINEN, M. & SARNTHEIN, M. (Hrsg.), NATO ASI Series C, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 282: 463-493.
- PUTEANUS, D. (1986): Geologie und Geochemie von Manganerzkrusten aus submarinen Gebirgen des Zentralpazifiks.-Beiträge zur Meerestechnik, Arbeitsgruppe Meerestechnik und marine Rohstoffe, TU Clausthal, 9: 168 S.
- REIMNITZ, E. & BRUDER, K.F. (1972): River Discharge into an Ice- Covered Ocean and



- Related Sediment Dispersal, Beaufort Sea, Coast of Alaska.-Geol. Soc. Am. Bull., 83: 861-866.
- REIMNITZ, E., KEMPEMA, E.W. & BARNES, P.W. (1987): Anchor-Ice, Seabed freezing, and Sediment dynamics in shallow Arctic Seas.- J. Geophys. Res. 92 C13: 14.671-14.678.
- SHACKLETON, N.J. (1987): Oxygen Isotopes, Ice-Volume and Sea Level.-Quatern. Sci. Rev., 6: 183-190.
- SNAARE, T. (1985): Sedimentkärnor (YMER-80) fraan kontinentalsluttningen norr om Nordaustlandet-Svalbard, Cand. Scient. thesis, Oslo Univ., 115 S.
- SPIELHAGEN, R.F. (1991): Die Eisdrift in der Framstraße während der letzten 200.000 Jahre.- GEOMAR Report 4 133 S., Kiel (zgl. Diss. Math. Nat. Fak. an der Univ. Kiel).
- SPIELHAGEN, R.F., PFIRMAN, S. & THIEDE, J. (Hrsg.) (1988): Geoscientific report on the ARK IV/3 Expedition of the PFVS POLARSTERN Summer 1987 to the Central Eastern Arctic Basin.- Reports Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Universität Kiel, 24, 166 S.
- STOIBER, R.E., LYONS, J.B., ELBERTY, W.T. & MCCREHAN, R.H. (1960): The Source Area and Age of the Ice Island T-3.-Final Report AFCRC-TR-57-25 under Contract No. AF 19(604)-1075, Dartmouth College, Department of Geology, 41 S.
- THIEDE, J. (Hrsg.) (1988): Scientific Cruise Report ARK IV Expedition, 3rd Leg.-Ber. Polarforsch., 43: 237 S.
- ULMISHEK, G. (1985): Geology and Petroleum Resources of the Barents -Northern Kara Shelf in Light of New Geologic Data.- Argonne National Laboratory, Report ANL/ES-148, 89 S.
- VAN ANDEL, T.H., HEATH, G.R. & MOORE, T.C. (1975): Cenocoic History and Paleooceanogrophy of the Central Equatorial Pacific.- Mem. Geol. Soc. Am., 143: 134 S.
- VOGELSANG, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand von stabilen C-und O-Isotopen.-Diss. Math.- Nat. Fak. der Univers. Kiel, 62 S.
- WEBER, J.R. & ROOTS, E.F. (1990): Geophysical and Geological Exploration in the Arctic Ocean Region: Summary of the most Important Expeditions and Surveys that have Contributed to Geophysical and Geological Knowledge of the Arctic Ocean.-In: Arctic Geoscience, WEBER, J.R., FORSYTH, D.A., EMBRY, A.F. & BLASCO, S.M. (Hrsg.), Elsevier, Amsterdam, 1-13.
- WINSNES, T.S. (1966): Observations on the Carboniferous and Permian Rocks of Vestspitzbergen.-Norsk Polarinst. Aarbok 1964: 7-29.
- WOLLENBURG, I. (1991): Sedimenttransport durch das Arktische Meereis; die rezente lithogene und biogene Materialfracht.- Diss. an der Math.-Nat. Fak. der Univ. Kiel, 132 S..
- WOLLENBURG, I. & PFIRMAN, S. (1989): Sedimenttransport durch Arktisches Meereis -Überlegungen zur geologischen Bedeutung und zum Sediment-Fluß.-Berichte aus dem Fachber. Geowiss. der Univers. Bremen, 6: 52-57.
- WOLLENBURG, I., PFIRMAN, S. & LANGE, M.A. (1990): Sediment in Eurasian Arctic Sea Ice.-In: Sea Ice Properties & Processes (ACKLEY, J. & WEEKS, B. (Hrsg.), CRELL-Monograph, 90 (1): 102- 106.
- WORSLEY, T. & HERMAN, Y. (1980): Episodic Ice Free Arctic Ocean in Pliocene and Pleistocene Time; Calcareous Nannofossil Evidence.-Science, 210 4467: 323-325.